

沉积岩

一、地层是研究地质学的基础

地质学是研究地球的科学，就目前的科学水平而论，主要是研究地壳部分。而地壳则由各种岩石组成。所以，研究地质学的第一个对象，就必须跟岩石打交道。比如我们在研究各种矿产资源跟某些地质情况发生哪些关系时，先得把赋存矿产的岩石进行分门别类的整理，而且还需要进一步说明这许多岩石的形成过程及其历史，建立它们的纵剖面；同时，还要将与此相关而出露各地的岩层作同类同期的对比和归纳，即建立横剖面。由此看来，如果把组成地壳的各种岩石能在空间和时间上的分布关系确立起来，那么，研究地质学的基础也可以说奠定了。比如要阐明某地地质构造的变动情况，研究某种矿产的形成年代及其展布情况，某地的沧海桑田的变迁等等，都有依据。

何谓地层？就广义的概念来说，地层不仅包括沉积岩层，而且应该包括由火成岩、变质岩所组成的岩层。不过，作为赋有相对年代次序的地层来说，沉积岩是主要的。火成岩与变质岩的年代的确定还得依靠与其相邻的沉积岩层的年代作间接的推断。由此可见，沉积岩层在地层领域内的重要性不言而喻了。正因为如此，我们在地质旅行时对沉积岩层的注意，特别重要。作为基础地质的调查或研究，首先就得选择在沉积岩发育的地区开始，这是十分自然的事。具体地说，任何地质图、地质柱状图、地质剖面图的编制以及任何野外地质研究都是首先在查明当地沉积岩层的地质年代、性质、成因和产状的基础上而进行的。至于沉积矿产的普查，诸如石油、煤炭、水泥原料、陶瓷原料、建筑材料等等，更离不开沉积岩。因此，明确沉积岩区的地质旅行任务，是极为重要的。

二、研究沉积岩的基本要求

（1）沉积岩系的岩层层序：沉积岩既然是成层的，各层形成的次序必然有先后关系，因此先得清理其层序。层序的先后关系，在岩层没有发生剧烈变动的情形下，凡位于下面的先形成，位于上面的后形成，即服从“下早上晚”的地层层序律。按照这条定律，水平岩层，倾角不大的单向倾斜岩层，很容易划分出上下层序。但是，当地层直立、或者因构造剧烈变动使岩层上下关系发生倒转的情况下，又怎样判别其层序呢？这里，就需要运用一些沉积学的原理和方法了。大致

有以下常用的几项： ①序粒层理：又称粒级层理，或递变层。每一单层的沉积岩层，由底到顶，沉积过程中的颗粒大小，总是由粗逐渐变细，例如由粗砂质递变为细砂质，甚至到泥质。而相邻的两粒级层之间，由于下层的顶面常受到冲刷，因而在粒度上或成分上，显示出截然突变。根据粒级层的这种下粗上细的递变特征，可以识别其顶底关系，恢复地层的原先面貌。 ②交错层理：它是在一个单层中出现与主层理呈斜交的层纹构造，此层纹在顶部与主层理呈大角度斜交；其底部的层纹则收敛变缓，与主层理以小角度相切。因此，根据其“顶部角大，底部角小”的原则辨识地层之顶底。 ③波痕：我们在海滩、湖滨、江边的沙滩或泥质沙滩上经常看到水波涤荡留下的起伏痕迹。当其埋藏成岩以后，在岩层的顶面上也能留存此种特征，一旦暴露地面，即见尖棱突起的波峰和圆弧下凹的波谷间换组成的图案。如其尖棱朝上，即指示岩层顶部所在。波痕常见于砂岩、粉砂岩、泥岩中。 ④泥裂：又称干裂。我们在一些干旱的水田表面曾经看到过，就是那些不规则的多边形裂块，尤其可注意的是这些裂缝与地面垂直，裂隙作楔状，上宽下窄。地层中的某些岩层也有这种干裂现象保存，它们成为岩层时，缝隙则被泥沙充填，充填物的形态也作楔形，据这些特征，可以辨认其顶底关系。 ⑤雨痕与冰雹痕：当沉积物半干而尚未固结时，如遇暴雨或冰雹的猛烈打击，即在柔软的泥质或粉砂质沉积物表面留下圆形或椭圆形的凹坑，待沉积物固结为岩层后，此类凹坑即留下痕迹，借此可以辨认地层的顶底。 ⑥冲刷面：当岩层沉积后，有时露出水面，或在水下被水流冲刷，使其层面上造成凹凸不平的不规则面，其上再沉积的岩层往往显示出序粒层理。据此可辨认地层的顶底。 ⑦化石的生长和保存状况：若干固着生长的动植物，如树木、珊瑚之类，向上生长，主干与地层面垂直，顶底位置也与岩层的顶底一致。大部分叠层石的生长方向也与层面垂直，其层纹的凸起部分总是朝向层面的顶部。软体动物的贝壳，往往以其凸面朝上是最稳定的埋藏状态，借此也可识别地层的顶底关系。

（2）各地层的相对地质年代：

在确定沉积岩系各地层层序的同时，还应确定其相对地质年代，可为本区建立系统的地层表作准备。这项最关键的工作就是采集化石，借此鉴定地质年代。当然，化石的保存不可能每一地层都能发现，因此，有经验的地质工作者，要善于找寻化石的埋藏地。

根据我个人的经验和体会，以下几种情况容易获得化石，应注意发掘：①当你打下一块新鲜的碎屑状结构的石灰岩层破碎面，用放大镜细看，这些碎屑往往是由大量的古代生物的残骸组成，有时也能见到某些个体细小而比较完整的形体混杂其中。②岩石性质发生改变的层位上，因为岩性（如成分、颜色、组织结构等）的改变，也就意味着沉积环境的改变，在此情景下，生物极易造成大批死亡，因而化石也就比较集中。③若干泥质灰岩或泥灰岩层的结核内，也往往包裹着化石。因为含结核的岩层一般形成于浅水动荡的环境中，生物死亡以后，在水波搅动的情况下，使生物遗体周围的泥质凝聚汇集起来，终于胶结成结核，所以在野外遇到此种岩层的结核，可及时打开获得形态比较完整的化石。例如在浙江、江西一带上奥陶统黄泥岗组内的泥灰质结核团块内，常能找到相当美丽的三叶虫化石。④深色的灰岩或页岩中也往往有较多的化石埋藏。因为深色的岩层反映出其成岩的沉积环境富含有机质，各类生物最喜欢来此聚居生活，一旦环境突变，生物无法适应，集群死亡，就成为丰富的化石群落而埋藏于此。

反过来，根据我们的野外工作经验，在下列几种岩层内很少发现化石，或保存不佳。①红色粗砂岩或砾岩层，岩石多在气候干燥环境里形成，那里缺少生物，化石自然贫乏。即使偶而保存化石，由于岩石粗糙，化石上微细的特征（比如叶脉、壳外纹饰）无法烙印保存下来。所以，往往能见到一些化石的迹象，却很难鉴定其属种名称了。②厚层、致密、岩性均匀的坚硬砂质岩石也缺乏化石。因为这类岩石的形成环境是处于长期缺少有机质的情况，生物也就很少了。③质地匀称、岩性一致的厚度很大的石灰岩层，或很薄的石灰岩层中也缺乏化石保存，这类岩层的成因主要是化学因素，很少是生物因素，也就是说，沉积环境中缺少生物活动，所以化石贫乏了。④发生变质作用的岩层，缺少化石，因为变质作用是在强大的压力和很高的温度下进行的，使原来的岩石发生化学或物理的变化，比如“重结晶作用”，就把原先即使保存下来的化石也投入“熔炉”，自然化石也就见不到了。最明显的例子，如远离侵入体的石灰岩，化石密集，而邻近侵入体的石灰岩变质成为大理岩，化石早就消失了。⑤某些盐类矿物，诸如白云石、硫化物、卤化物高度集中的岩层里，也缺乏化石。因为形成此类矿物的环境具有“毒性污染”作用，不宜生物生长，所以化石也就极少了。不管怎样，在野外一旦遇上化石碎片，即应大力搜索，当查明某一含化石的单层时，哪怕厚度极

薄，也应认准此层，顺藤摸瓜，及时发掘，扩大成果。经初步研究以后，就要在野外记录本上将化石分布的特征、属种的成分、生态性质以及保存情况等作简要的记述，作备忘之用。在这里，比较困难的是化石属种名称的当场鉴定，一般可以查阅随身携带的《化石手册》之类，对照图版及文字描述作初步的辨认，往往能鉴定到属的名称也就不错了。不过，有意识的地质旅行，在小分队的成员中，最好能吸收古生物工作者参加（特别在沉积岩地区穿行路线时），以便及时处理。当然，鉴定化石属种的名称的最主要目的是确定地层的相对地质年代，属什么纪、什么统，能说出组的名称来就更好了。当在一系列岩层中的某一两层找到化石，并能确定其所归属的地质年代以后，就可以按层序的上下关系，推测其他地层的地质年代，建立地层层序了。

（3）各地层的岩石性质：岩石性质的内容较多，一般最常用的，或者说必须了解的基本内容，应包括下列几项：

①颜色：一般取决于岩石中所含的矿物成分，其中最有影响的是铁质和有机质的含量。根据铁的氧化程度，色调颇有不同，如低氧化铁具淡绿色、淡青色；当含氧量增高时，则呈黄色、橙黄色、红色直至紫褐色。锰的氧化物也有强烈的染色作用，可将碎屑岩染成黑色、浅蓝紫色。有机质可使岩石出现暗色甚至黑色。如无有机质时，岩石几乎是白色的。若干黏土岩类、砂岩或石灰岩中含有海绿石或绿泥石时，可使岩石染成绿色、浅蓝绿色。钾长石颗粒组成的长石砂岩可使岩石呈现浅棕红色。辉石、角闪石颗粒则使岩石呈暗灰色。石英、硫酸盐、碳酸盐、盐类矿物混入时则呈白色。观察岩石的颜色时，还应注意新鲜的与风化面上的不同颜色。

②成分：由于沉积岩是岩石风化后经搬运而沉积的产物，有一部分则属于化学沉淀的产物，故其成分可分为三大类：第一，碎屑岩类，这类岩石的成分是由母岩机械破碎的产物，其中如碎块巨大的角砾岩、砾岩的成分常以所含的岩石名称辨识之；而砂质岩石，则以其中所含的矿物名称表达之。第二，黏土岩类，其成分是母岩在风化过程中分解出残余的或新生的黏土物质，它们常是化学风化过程中呈胶体状态的、不活泼的物质，如 Al_2O_3 、 SiO_2 等在适当的条件下就形成的黏土矿物，也有一部分是由机械磨研而成的粉末，其成分的名称也以矿物的名称表达。第三，化学岩和生物化学岩，主要成分是由活泼性较大的金属元

素，如 K、Ca、Mg 等呈离子状态形成真溶液，而 Al、Fe、Si 等氧化物呈胶体状态，形成胶体溶液，在适当条件下，发生化学作用而沉淀成岩。其成分名称也按矿物名称表达。常见的有如下各类：铝质岩：富含 Al_2O_3 ，与黏土岩类相似，含铝高时，即成铝土矿。铁质岩：富含铁质，当其含铁量达 30% 以上时，即成为铁矿，有赤铁矿、褐铁矿、菱铁矿、黄铁矿等，但黄铁矿主要提炼其硫，不作正常的铁矿开采。锰质岩：如其含锰量达到 20% 以上时，即可列为锰矿开采，有菱锰矿、硬锰矿、软锰矿之分。硅质岩：含 SiO_2 很高的岩类。其中有生物成因的硅藻土、海绵岩、放射虫岩；也有非生物成因的碧玉岩、燧石岩。尤以燧石岩最为常见。磷质岩：当 P_2O_5 的含量达到 12% 以上时，即可成为磷矿，主要以胶磷矿、磷灰石等矿物出现。

碳酸盐岩：由碳酸盐类矿物组成，以石灰岩和白云岩两类最为常见。此类岩石分布较广，约占沉积岩总量的 20%，比黏土岩类、碎屑岩类少些。在我国范围内，碳酸盐岩的数量颇大，可达沉积岩分布面积的 55%。此类岩石除其本身有经济价值外，还跟许多金属、非金属的成矿有关。与水文地质、工程地质的关系也极为密切，即岩溶水文地质与工程地质问题，目前则是环境地质研究的重要课题之一。

盐岩：这是纯化学作用的产物，因水体的蒸发而沉淀形成的岩类。主要是由钾、钠、钙、镁的卤化物及硫酸盐矿物组成，矿物种类有 100 多种。卤化物有食盐、钾盐；硫酸盐有芒硝、石膏等，均具有重要的经济价值。

可燃性有机岩：主要由含碳、氢、氧、氮的有机化合物组成，如煤、油页岩、沥青质岩类等，具有很重要的经济价值。

沉积岩的命名除所含的基本矿物外，还可考虑某种有显著含量的次要矿物附加到名称中去，如长石砂岩、海绿石砂岩、白云质灰岩、铁质铝土岩等等。因此，在观察各种岩石成分时，必须注意其主要成分和次要成分。观察碎屑岩类的成分时，还应注意其胶结物的成分，如硅质、泥质、钙质等。

③构造：沉积岩的构造，主要是指沉积岩形态特征，其中最基本的便是层理，这是由于沉积岩的成分、颜色和结构的差异而形成的一种层状构造。通过层理特征的研究，不仅可以了解沉积介质的性质和能量的状况，而且还可以判断沉积环境，有些层理还可以确定当时的水流方向。层理的基本形态，常见者有三种：水

平层理、波状层理和斜交层理。水平层理是沉积物质在缓慢运动的水中，以悬浮状态沉积而成的。由许多直线状彼此平行（平行于层面）的细层所组成。这类层理多见于河漫滩、牛轭湖、湖泊、深水海湾、潟湖、沼泽等地形成的岩石中。如果在泥岩中的水平层理，仅以颜色的深浅不同而表现出层纹现象，则此层理的成因是由于季节性气候的差异所致。如：夏季时沉积物中的有机质含量丰富，形成深色；冬季时沉积物中的有机质含量较少，于是形成浅色。波状层理是由于水波浪的振荡运动而造成的。往往见于浅水的湖泊、海湾中形成的岩层，也可于河漫滩上因微弱的单向水流运动而造成，不过此种波状层理多为不对称的。斜交层理，是在水体流动中沉积而成的。多见于砂岩类岩层中，主要形成于河流环境，湖滨、海滨及三角洲沉积物中也有所见，不过，后两者常表现为楔形交错层。此外，尚有形成于潮汐带的层理，如透镜状层理，以砂质的、具交错层理的不连续透镜体夹于泥质沉积物中。脉状层理以砂质交错层系为主，夹在深色泥质的细薄层中。碳酸盐类岩层的构造，除与上述有共同者外，尚有生物成因的构造，如生物礁构造、虫迹构造、虫孔构造、藻类生长的层状构造（叠层石）等。还有化学成因的构造，如缝合线、结核构造等。

④结构：岩石的结构，一般是指组成岩石的碎屑颗粒大小、形态及其外表特征。颗粒大小称为粒度，粒度是以颗粒的直径来度量。粒度与沉积岩命名的关系十分密切，例如碎屑岩类中，假如颗粒的直径有半数是 1 毫米以上的，称为砾，属于粗碎屑岩类；半数以上的颗粒直径为 1 ~0.1 毫米的称为砂，属于砂质岩类；如主要是由 0.1 ~0.01 毫米的颗粒组成的，称为粉砂，属粉砂岩类；50% 以上（按重量计算）属于 0.01 毫米以下的颗粒组成的岩石，称为泥，属于黏土岩类。如果某种质点（颗粒）不达 50% 时，则应分其主次，命名时以其次要的成分形容其主要成分，如砂质页岩，表示此类岩石的主要成分是黏土，次要成分是砂；其余如粉砂质泥岩、泥质砂岩……可类推。

碳酸盐类似乎见不到颗粒，若仔细观察，仍能见到颗粒结构，分为 5 种类型：①内碎屑结构，物质沉积后呈弱固结时，被浪涛、岸流、潮汐冲击破碎而再沉积的碎屑。②生物碎屑结构，由生物的硬体破碎而成。③鲕粒结构，以矿物小颗粒为核心包裹凝结而成，如鲕状灰岩。④球粒结构，又称团粒结构，呈卵圆形，大小约在 0.03~0.2 毫米之间，系由微细的骨屑、藻类、泥晶碳酸盐

矿物发生凝聚作用而成。 ⑤团块结构，即不规则的复合团块，外形多变，常由藻类粘结而成。

在研究碎屑岩类的结构时，还应注意其圆度，即指碎屑颗粒的棱和角被磨蚀圆化的程度，一般分为 4 级： ①棱角状。颗粒具有尖锐的棱角，原始形态尚未改变，表示颗粒未经搬运。 ②次棱角状。颗粒的棱角稍有磨蚀，尖角不很突出，表示颗粒已经短距离的搬运，受到一定的磨蚀。 ③次圆形。棱角有显著磨损，已看不出原始的形态，表示颗粒已经较长时间和较长距离的搬运。 ④圆形。棱角全部消失，颗粒滚圆，表示经过相当长的距离和相当长时间的搬运。除考虑圆度外，还要注意球度，即颗粒接近球体的程度。当三轴相等长时，表示球度最高。球度不同于圆度，比如柱状体和片状体，棱角消失，圆度可称良好，但球度不佳；另外如球形晶体，尚带棱角，圆度不佳，而球度却是好的。对同种岩石或矿物而言，球度高者，表示搬运距离长，时间久。结构的最后一项指标是表面特征，包括磨光度和微刻蚀痕两方面。由此可以判断搬运和沉积的介质，如风力搬运者，颗粒表面毛糙；冰川搬运者，颗粒表面有擦痕；浊流搬运者表面有微刻痕。不过，一般的表面特征，肉眼不易察看，将颗粒置于显微镜下才能清晰可见。

在研究沉积岩的结构时，还应注意岩石孔隙度，碎屑岩类砂粒之间的孔隙，最高者可达 15%~30%，碳酸盐类岩石的孔隙最高者可达 5 %~15%，后者还应注意后生的溶解作用，能使孔隙度增高。岩石孔隙度的大小，与矿床的成矿关系颇为密切；与石油、天然气、地下水的运移和储存也有重大关系；对水文工程地质的影响也很大。此外，在研究沉积岩时还应注意其成分、颗粒和孔隙大小的关系，一般而言，成分愈纯，分选愈好，颗粒愈多，胶结物愈少者，孔隙度愈低。

三、各类沉积岩的研究要点

（1）角砾岩：凡棱角和次棱角状的砾石含量大于 50% 以上的称角砾岩。在野外，必须判别角砾岩的成因类型，也就是属于什么性质的角砾岩。通常有以下几种类型： ①沉积角砾岩。计有同生角砾岩（沉积过程中破碎的，如竹叶状灰岩）、礁翼角砾岩（礁体边坡崩坍堆积而成）、冰川角砾岩。 ②重力角砾岩。由重力作用而形成的，如山崩滑坡角砾岩、岩堆角砾岩、近岸角砾岩。它们均见于地形陡峻的崖坡之下。 ③断层角砾岩。见于断层的破碎带上，与地层的分布无关。 ④火山角砾岩。见于火山口附近，是因火山喷发形成的。 ⑤冲击角

砾岩。由于陨石降落，被冲击岩层破碎而成，分布比较局部，有陨击坑及陨石碎块等佐证。 ⑥溶洞角砾岩。石灰岩或其他易溶岩石，在其洞壁、洞顶发生崩塌而形成的角砾岩，分布局部，常呈窝囊状。 ⑦成岩后生角砾岩。常见于山麓地带。

（2）砾岩：在地层中常见的砾岩有两种，必须分辨清楚。一是底砾岩，位于某个地层组合底部的侵蚀面上，代表长期沉积间断以后，一个新的沉积时期开始的产物，故在不整合面或假整合面上时有所见。

在野外如何识别底砾岩？可以根据以下的特点予以判断： ①位于侵蚀面上，其砾石成分具有其下伏各岩层所成的砾石。 ②砾石的成分比较简单，常见的以石英质的砾石最多。 ③砾石的磨圆度良好，分选也好。 ④分布的范围不大，但分布的层位相当稳定。 ⑤同一底砾岩层中的砾石及砂粒，自下而上变细，磨圆度变好。确定底砾岩存在与否的意义十分重要，因为它既是划分地层（系、统、组）界线的标志，又是阐明地壳运动的标志，是恢复古地理面貌、讨论区域地质发展阶段性等问题的重要资料。某些矿产的赋存，诸如金、铀、铜、金刚石、钼等也往往与底砾岩在一起。因此，在地质旅行中重视底砾岩的研究是很自然的。例如本世纪 60 年代初期，南京大学地质系师生在赣南工作时，发现泥盆纪地层的底砾岩中含有花岗岩砾石，说明在泥盆纪以前，此间就有地壳的剧烈运动并伴有规模较大的岩浆入侵活动，而此间的大片花岗岩长期以来都认为是发生在中生代的，属于“燕山运动”的产物。后来，进一步工作，并将两类花岗岩作化学分析、放射性同位素年龄测定，证明赣南除了燕山期花岗岩以外，还有早古生代晚期的花岗岩，即加里东期的花岗岩。断定当地受“加里东运动”影响十分显著。由于不同时期的花岗岩赋存的矿种与矿床类型也不相同，因此这一发现为后来找矿提供了重要的理论与实践的依据。

第二种砾岩是层间砾岩，它的产生大多数是由于沉积过程中局部的环境发生变化，比如水流的冲刷、波浪的冲击、暂时的干涸、岸坡的滑动、地壳的微弱升降等均可导致层间砾岩的形成。在野外，如何认识层间砾岩呢？主要有以下几项标志： ①相夹在普通的岩层之间，与侵蚀面、不整合面、假整合面无关。 ②其砾石的成分与其下最接近的地层岩性相关。 ③有时层间砾岩层之下有冲刷面。 ④砾石的磨圆度较差，而且含有石灰岩、黏土岩类等容易溶解或易破碎的

岩石所形成的砾石。⑤胶结物、充填物比较复杂。作为最典型的层间砾岩，就是同生砾岩，例如华北地区寒武纪地层中极为常见的竹叶状灰岩。

在观察砾岩的岩石性质时，还可以根据砾石的外形和排列情况判断其形成时的环境。例如在河流中形成的砾石的外形对称性较差，其长轴方向与水流的流向垂直，倾斜方向与水流流向相反，倾角较大，可达 $15^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 。形成于海滨的砾石，排列的倾斜方向对着海洋，倾角较小， $7^{\circ}\sim 8^{\circ}$ ，长轴方向与海岸平行。

(3) 砂岩：凡岩石碎屑中 $2\sim 0.05$ 毫米粒级的颗粒在 50% 以上者，叫砂岩。根据颗粒直径还可以进一步分为巨粒砂岩 ($2\sim 1$ 毫米)，粗粒砂岩 ($1\sim 0.5$ 毫米)，中粒砂岩 ($0.5\sim 0.25$ 毫米)，细粒砂岩 ($0.25\sim 0.1$ 毫米)，微粒砂岩 ($0.1\sim 0.05$ 毫米)。也可将 $0.25\sim 0.05$ 毫米的统称为细砂岩。

砂岩有另一种命名原则，可根据其成分组合关系，基本上分为以下 3 种：

①石英砂岩。90% 以上为石英颗粒碎屑，次为少数的长石、岩屑等。如果从化学成分特点看，其中 SiO_2 的含量可达 95%~99.5%，故石英砂岩可作玻璃原料或耐火原料。石英砂岩的生成环境，一般为地形起伏不大、气候潮湿温和之地，由富含石英的母岩（如花岗岩类）风化以后，不稳定矿物（如容易风化的暗色矿物）消失，留下石英，经较长距离的搬运沉积而成。

②长石砂岩。碎屑物中的石英含量少于 75%，而长石的含量大于 25%，也就是说，长石含量偏高，而且颗粒多具棱角状。它常在气候比较干燥寒冷、地形起伏较大、地壳活动比较活跃的地区出现。母岩经受强烈的风化和侵蚀作用，在短距离的搬运之后而迅速沉积下来，特别在山间或山前坳地内最为常见。

③岩屑砂岩。又称硬砂岩、杂砂岩。由于其成分中岩屑的含量较多，占 25% 以上，它主要分布于强烈隆起的山前凹陷区内。所以，这类岩石可以帮助我们认识当地某个地质时期地壳运动及其地势变化的情况。上述三种不同类型的砂岩，反映出不同的沉积环境，对于恢复当地古地理面貌等，颇为有用，故在野外旅行、穿越剖面时不能疏忽。当然，砂岩的经济意义也不小，除其中优质的可用于耐火材料、建筑材料外，有时本身还含有金、铜、铂、钨、锡等矿砂，至于石油、天然气、地下水的富集和储存，也往往与孔隙较多的砂岩有关。

(4) 粉砂岩：凡 $0.05\sim 0.005$ 毫米的碎屑含量达 50% 以上者，称为粉砂岩，即介于砂岩与泥岩之间，故常混有砂粒或黏土。粉砂岩是经过长距离的搬运，在

平静的水域中，缓慢沉积而成。如在河漫滩、三角洲、潟湖、沼泽等环境中颇为常见，故借此可以恢复古沉积环境。

与粉砂岩有关的另一种岩石——黄土，是一种半固结的黏土质粉砂岩，风力或水力均可使其沉积，但其形成环境，总是在干燥或半干燥的气候区内。特别在我国的北方及西北地区，第四纪地层中的黄土或黄土类岩石分布极其广泛，因此，在那里作地质旅行时，如何进行黄土研究，是很重要的。一般应包括以下几方面内容：

①研究黄土的物理性质，判别其成因类型。此处的物理性质包括颜色、颗粒大小、结构、黏结力等方面。比如砂粒或黏土含量较高，黏结力很强，颜色偏红者，则与水成（洪积、冲积等）有关。而颜色浅黄带灰，粉砂含量颇高，以手指研磨，无砂感或黏感，山崖的直立性良好，则可能与风成有关。

②尽可能了解黄土地层的地质年代。具体办法是找寻含在该地层中的化石，特别是哺乳动物、双壳类、腹足类化石最为常见，它们经常埋藏在黄土地层夹层的砂砾、泥灰岩层中，那些地层原先多系河流或湖泊环境，生物喜欢聚居。如果能找到若干有代表性的标准化石，便可大致确定出更新世的某个阶段。如我国黄土高原上的黄土地层，可分为三个时期，最早的属早更新世，称为午城黄土，分布比较局部；其次属中更新世的，称离石黄土，分布很广；最新的，属更新世晚期的，称马兰黄土，分布面积尚可，基本上是风成类型的。

③初步研究黄土层中的古土壤埋藏情况。据我个人的野外工作体会，黄土层中的古土壤可分为两种类型：一类是地质年代较新的古土壤，见于更新世晚期或全新世的黄土夹层中，颜色灰暗，与现代土壤十分相似，还能看出土壤发育的 A、B、C 三层以及古树根、草根等。另一类时代较早的古土壤，属更新世早期或中期的，已见不到原来土壤的颜色及其发育的层次构造，而是由深红色与浅红色不同色调相间的条带组成，在不同色调的界面上，常伴生密集成层分布的白色钙质结核。像这种情况，为什么能断定它是古土壤层呢？当土层比较长时期地暴露于地表时，土壤层就开始发育了，黄土层中原先就富含钙质，在雨水的溶淋下，钙质就向下渗透，直到地下水（潜水面）附近，聚集凝结，特别在气候干燥地区，钙质凝块就固结成结核，当地壳发生抬升时，潜水面下降到另一高度处，钙质结核层上升到新的潜水面以上而保存下来。以后，多次的黄土层堆积，多次的土壤层发育，多次的潜水面下降，多次的钙质结核层的形成，也正是节奏性的地壳运动的结果。例如在汾河河谷地区，更

新世中期的黄土层中，可见 20 余层色调深浅相间、伴有钙质结核的古土壤层的遗迹。④注意黄土层的冲刷面或沉积间断面，这也是划分黄土地层年代的重要标志之一。在岩性坚硬的沉积岩层中，冲刷面往往以起伏不平的侵蚀面表现出来；沉积间断往往以假整合面或不整合面、或岩性与化石性质的突变表现出来。而在岩性大体一致的黄土层中，不可能以像坚硬岩层那样清楚的界面表现出来，因此，注意冲刷面就显得十分重要了。

判断有无冲刷面或沉积间断，可以掌握以下一些特征：a.下伏的水平地层有斜面切削其顶。b.多层的古土壤层被起伏不平的侵蚀面所切割。c.界面上下的岩性有显著变化，尤其在界面上有砂砾夹层出现。d.界面上下土层的色调也明显改变，而且界面不是水平的。e.起伏不平的界面上，或许有古土壤层的残留，此时，可以采取孢粉样品，带回室内分析，作进一步的论证。⑤注意黄土区的地貌特点。除一般黄土区的似喀斯特（似岩溶）地貌现象以外，特别要研究黄土区的阶地特点。结合“地文期”的研究，对黄土地层的地质年代的划分十分重要。例如在汾河地区，河漫滩与一级阶地上的次生（经过搬运以后的再沉积作用）黄土基本上是全新世的；二级阶地，基本上是更新世晚期的；三级阶地，基本上是更新世中期的，在高阶地的底部沉积，有时可见更新世早期的黄土层。

（5）泥岩和页岩：均属黏土岩类。泥岩不显层理，呈块状，局部失去可塑性，遇水不立即膨胀。页岩有明显的页状层理，已大部失去可塑性。两者的成分比较复杂，多数黏土矿物已转变为水云母，并常有其他物质混入，因此名称也多，如砂质泥岩，铁质泥岩，碳质泥岩，钙质页岩（碳酸钙含量不到 25% 时称钙质页岩；超过时，则称泥灰岩；含量更高时，就是石灰岩了），铁质页岩，硅质页岩（如二氧化硅的含量达到 85% 以上时，则可称硅质岩、燧石层之类，往往是海底火山喷发或生物成因的），黑色页岩（往往含有较多的有机质、分散黄铁矿、菱铁矿，其层理极薄，无化石，形成于潮湿气候条件下的深水湖、淡化潟湖、沼泽中），炭质页岩（含有大量炭化了的有机质，但因其灰分含量高于 30%，故不宜作燃料，其风化的露头能污手，形成于湖泊-沼泽中，常为煤系地层的组成部分），油页岩（常呈棕黑色，有油脂光泽，具薄层理，黏结性很强，形成于闭塞海湾和深水湖环境中，含沥青者，则称为沥青质油页岩，经常组成含油或含煤的岩系。油页岩的含油率可达 4%~20%，最高者可达 30%，可直接提炼石油）。

黏土岩类的经济意义很大，野外工作时应予高度重视。

以下几种都属于有价值的黏土岩类：高岭石黏土岩，是含 Al_2O_3 很高的黏土岩，矿物成分以高岭石为主，以矿物命名称为高岭土，俗称观音土、五色土。当你用手抚摸时，有很强的滑腻感。具有耐火性和可塑性，故可作为高级耐火材料，也是制作陶瓷器的重要原料，在造纸业、橡胶业、肥皂、化妆品工业等方面也要用到高岭土。特别在我国，利用含 Al_2O_3 较高的黏土岩制造陶瓷器皿有着悠久的历史，例如江苏宜兴丁蜀镇，素有陶都之称，当地群众早在数百年前就利用那里早石炭世高骊山组的黏土岩作原料，制作出精美的紫砂器皿，名闻遐迩，畅销中外。其他在煤系地层发育的地区，也利用高铝质的黏土岩类（它往往含在煤系中）制作陶瓷器，如唐山、淄博等地也是颇有名气的“瓷都”。蒙脱石黏土岩，即富含蒙脱石的黏土岩，呈灰白、浅黄、淡红等色，极柔软，有很强的吸附性和吸水膨胀性，故大量地用于石油化学工业，其他在油脂、制糖、造酒、造纸、纺织等工业中亦需蒙脱石黏土作净化剂和漂白剂之用。凹凸棒石黏土岩，为漂白土中的上品，被广泛用作精炼石油和塑料、树脂等的脱色剂；也用作味精产品的光亮剂及酿酒工业上的澄清剂。由于它的孔隙度大，放出“沸石水”以后能吸收有机分子，故又用于环境保护工作，具有较强的去污和吸附作用，可作净化水域、吸收放射性废物及有害气体之用。在农药、化肥方面用作稠化剂、加厚剂、乳化稳定剂、黏合剂、填料及玻璃珐琅原料等。还因为它在高温、高盐度水中具有高度的蚀变性和热稳定性，故在深海钻井及地热钻井中被选为优质泥浆原料。凹凸棒石多产于白垩纪及新生代的湖相、海相地层中，特别是第三纪碱性玄武岩层之间尤为常见，如江苏六合、盱眙一带的凹凸棒石黏土即产于此。水云母黏土岩，即一般的黏土，为制作陶器和砖瓦的原料。黑色页岩，近年发现其中含有多种矿产，如铜、铀、钼、钒、镍等。

（6）石灰岩类：在野外识别不同的石灰岩，主要是根据其结构特点，有以下几种：①内碎屑灰岩，如竹叶状灰岩、砾屑灰岩。②生物碎屑灰岩，根据所含化石的特点而进行命名，如以贝壳碎屑为主，则名为介屑灰岩；如以虫迹为主，则命名为虫迹灰岩；以蠕类壳体为主，名为蠕灰岩；以藻类为主者，名为藻灰岩，含大量鹦鹉螺化石，称宝塔灰岩（因鹦鹉螺化石纵切面形似宝塔）等。③鲕状灰岩，形成于温暖浅水、搅动不大强烈但具有强烈蒸发的环境中，尤其是在

大陆边缘，稳定的海滩地带最易发育鲕状灰岩。④球粒灰岩，常形成于富含有机质的礁后潟湖环境中。⑤团块灰岩，常见于藻类富集的岩层中。有时，为了强调石灰岩类中所含成分的特殊，也可冠以矿物名称：如白云质灰岩、海绿石灰岩、沥青质灰岩（臭灰岩）、泥质灰岩等等。有时，为了强调石灰岩的构造特点，也用构造特点冠其名，如我国南方中奥陶统的龟裂纹（或称马蹄花）灰岩。虽然从命名原则讲，此类命名不大正规，但在野外应用，加深人们的印象是颇有意义的。

（7）白云岩：其命名与石灰岩相似，主要是根据其结构特点而定名，在野外常用的名称有下列几种：①泥晶白云岩：由小于 0.005 毫米的泥晶白云石组成，结构均匀，具显微层理，生物残体很少，有时可见介形类化石，多为原生白云岩。②微-细晶白云岩：晶体大小不一，晶形颇佳，外貌颇似砂糖，野外可用砂糖状白云岩称之，往往由其他类型的白云岩重结晶而成。③藻白云岩：与藻灰岩相似，即由藻类化石组成的白云岩，我国元古代和震旦纪地层中的白云岩大多属于此类，可能是原生白云岩类型。④生物白云岩及生物碎屑白云岩：可见其中的化石残体，多由生物碎屑灰岩经白云岩化交代作用而成。⑤内碎屑白云岩：根据其中的碎屑大小又可分为砾屑、砂屑、粉屑白云岩。它们常以夹层的形态见于一般白云岩层中。形成于浅海上部或潮间带以上的环境中，其碎屑即由波浪或水流冲击而成。⑥鲕状白云岩：这是一类次生的白云岩，即由鲕粒石灰岩经白云岩化作用而成。由于其孔隙度较大，常为石油或地下水的理想储藏层。

上面提到原生白云岩、次生白云岩，是就白云岩的成因而言。从其形成条件而言，可将白云岩分为三类：原生白云岩：原地沉积的白云岩，是在干燥炎热的气候（28℃～35℃）下蒸发作用而成。盐度高，水浅（0～3 米深的潮汐带上），PH 值高于 8.3 的咸化潟湖或海湾中形成，也可在陆上咸湖中形成，并常伴生有膏盐层。

成岩白云岩：在碳酸钙沉淀过程中，被白云石交代而成，通常分布不连续，在石灰岩层中呈透镜体状或斑块状，有时也成层状分布，延伸一定距离。

次生白云岩：或称后生白云岩，布局局限，常见于断裂构造带。因此，判别白云岩的成因类型，主要着重于野外的观察研究。

(8) 盐岩类：纯化学作用的沉积岩，如石膏、石盐、钾盐、芒硝等。形成于气温高、蒸发量大的环境中，而且随着海水（或咸水）蒸发过程中的逐步浓缩，各类盐岩相继沉淀而出现，例如水分蒸发掉 40% 以上时，开始出现石膏、硬石膏；当蒸发到 90% 以上时，沉淀岩盐（食盐）；蒸发到 99% 时，钾盐出现。所以，凭借盐岩类的存在，可以了解地质时期的某个时候的干旱气候，闭流的内陆盆地、海湾、潟湖等，对恢复古地理环境极为有效。

四、注意沉积岩区的构造特点

当我们在沉积岩发育地区作地质旅行时，并把地层的层序关系、地层的地质年代、地层的岩石性质及其名称等大体上搞清楚以后，紧接着就应该研究穿越剖面时所遇到的地质构造的特点了。所谓地质构造，实际上就是观察褶皱、节理、断层这三项主要的项目。不言而喻，这些构造现象在层状岩石中是表现得最为清楚的了。

(1) 褶皱：岩层受力的挤压而发生弯曲的现象称为褶皱，几乎在任何沉积岩区都能见到的一种极普通的构造地质现象，只是其规模大小不同而已——大者长达几十千米，甚至几百千米，小者在标本上就能观察到，甚至在显微镜下可见。不过，在野外视野所及者，几百米、几千米的规模居多。真正特大的褶皱，在距离较短的剖面上是看不出来的，必须通过长距离的剖面穿越，或通过填绘地质图以后才能分析出来，而本书所谈的褶皱，主要是指视野范围之内能观察到的褶皱。研究褶皱的基本要点，不外乎褶皱的形态、产状、类型、形成的方式以及分布的特点。

①褶皱的基本形态，只有两种：背斜和向斜。背斜的标志是岩层向上弯曲、核心部位是老岩层，两侧为新岩层。向斜的标志是岩层向下弯曲，核心部位为新地层，两侧翼部为老地层。如果岩层被侵蚀风化，在地表暴露出来（以平面图形式表示的话）时，从中心到两侧，岩层的排列，由老到新，对称出现，是为背斜。相反，从中心向两侧的岩层，自新到老，对称出现，则为向斜。认识背斜和向斜构造以后，就可以按照褶皱要素——核部、翼部、转折端、轴向、倾伏等进行具体的描述了。例如某背斜构造，核部由志留系地层构成，两侧由泥盆系至石炭系地层构成，轴向东北，向西南倾伏。然后，再将观察的褶皱进行分类，最常用的褶皱分类是根据褶皱轴面的产状分

为：直立褶皱、歪斜褶皱、倒转褶皱、平卧褶皱、翻卷褶皱。一般说来，这些褶皱的形态都反映了岩层受力程度的不同。或者说，从直立褶皱到翻卷褶皱，受力越来越强，因两侧受力的程度不同，轴面向受力较弱的一侧倾斜。另一种褶皱形态分类，根据岩层弯曲的形态而定，也是野外观察剖面时常用的，有圆弧褶皱、尖棱褶皱、箱状褶皱、扇形褶皱及挠曲。

以上所说的褶皱形态，可以说是“小型”的褶皱，即站在褶皱岩层的面前，一眼看去，就清晰能辨。而实际上，还有“大型”的褶皱，在野外地质旅行，穿越长剖面时才能辨认的，它们大多是“非单个”褶皱，而是由一系列褶皱复合组成。通过剖面示意图最能说明此种类型——基本上有两类。

一是复背斜和复向斜，也就是在它们的两翼被一系列次一级褶皱所复杂化，或者说，大的褶皱轮廓是背斜，但在翼部尚包含若干小的背斜和向斜。反过来，大的褶皱轮廓是向斜，而在其翼部则尚有次级的背斜和向斜（图 4.18）。此类复式的背斜和向斜，常见于“地槽区”，如我国的秦岭、天山、内蒙中部、喜马拉雅山等地均有所见。

二是隔挡式褶皱和隔槽式褶皱：一个平行褶皱群内，如果背斜呈紧密褶皱，而向斜呈开阔平缓的褶皱，称为隔挡式褶皱，如四川东部的褶皱群。而隔槽式褶皱，则是一系列相间排列的开阔背斜褶皱被一系列紧密向斜所隔开。在褶皱形态的观察基础上，进一步就是研究形成褶皱的机理，可在地质旅行告一段落以后作详细的解剖——如纵弯褶皱作用、横弯褶皱作用、柔流褶皱作用、压肩作用等，此处不作进一步论述。

②怎样研究褶皱？在地质旅行或踏勘剖面时，认识褶皱以后，如何进一步作具体的研究是一项重要的课题，基本上可从以下几方面入手。对褶皱形态的研究：其中包括查明褶皱的位置、产状、规模、形态和分布特点，探讨褶皱形成的方式和形成的时代，了解褶皱与矿产的关系等等。在这里，需要观察的要点有：查明地层的层序并追索标志层。根据地层内所含的化石特征以及岩石性质等标志，确定组成褶皱构造的层序关系。进而查明其层序是正常还是倒转。再观察这些地层的对称排列及其重复关系，确定背斜或向斜的所在位置。在观察地层层序及其排列关系时，必须抓住某个岩性特征显目、厚度不大、展布稳定的岩层作为了解褶皱的标志层。褶皱的产状也可根据标志层予以确定。这些产状，主要是测定褶皱

枢纽和轴面的产状，此两者是正确判断褶皱产状和真实形态的前提。其次是观察褶皱出露的形态，也就是从褶皱在地面出露的形态作纵横方面的观察，经过多方分析，恢复其真实面貌。再次，对褶皱内部的小构造研究也应注意。所谓小构造，指小褶皱、小断裂面、线理等等。它们分布于主褶皱的不同部位，各自从一个侧面反映出主褶皱的某些特征，这些内部构造，由于规模较小，易于观察，因此，以小比大，通过对褶皱内部小构造的研究能进一步了解和阐明主褶皱的某些特征。

（2）节理：这是很常见的一种构造地质现象，就是我们在岩石露头上所见的裂缝，或称岩石的裂缝。这是由于岩石受力而出现的裂隙，但裂开面的两侧没有发生明显的（眼睛能看清楚）位移，地质学上将这类裂缝称为节理，只要你一上山，接触石头，到处都能见到节理。

节理的名称，根据分类的不同原则而异，通用的名称是以节理与岩层的产状要素的关系而划分为四种：走向节理：节理的走向与岩层的走向一致或大体一致。倾向节理：节理的走向大致与岩层的走向垂直，即与岩层的倾向一致。斜向节理：节理的走向与岩层的走向既非平行，亦非垂直，而是斜交。顺层节理：节理面大致平行于岩层面。前三种最为常见。其次，节理的分类还可以节理的走向与区域褶皱主要方向、断层的主要走向或其他线形构造的延伸方向等关系而进行，可划分为——纵节理：两者的关系大致平行。横节理：二者大致垂直。斜节理：二者大致斜交。如果褶皱轴延伸稳定，不发生倾伏的话，则走向节理相当于纵节理，倾向节理相当于横节理。在认识节理的形态及其名称以后，也可以适当地作些力学分析研究，如节理与褶皱的关系，节理的形态与受力的关系等。不过，此类问题的深入研讨，已属专题性质，非地质旅行时所了解的范畴了。一般野外调查应选择节理比较密集（数十条在一起）的地方作为观察点。

而对节理的记录要求，大致有下列各项内容：①节理群所在地的地理位置。②节理与褶皱或断层的关系：如在褶皱的轴部、翼部、断层的上盘或下盘等等。③节理所在的岩层时代或层位、岩石的性质、岩层的产状要素。④节理的产状要素。⑤节理面及充填物的特征。⑥节理的力学性质及旋向。⑦节理组、系归属及相互关系。⑧节理密度统计（条/米）。⑨备注。

（3）断层：断层与节理同属断裂构造，而断层往往是节理的进一步发育所

致。或者说，当节理发生位移，两壁有所错动时，即称为断层。断层是野外常见的一种重要地质现象。地质旅行时遇到断层，应如何研究呢？首先要确定断层的几何要素，其内容包括下列各点：

①断层面。所谓断层面，就是两部分岩块沿着滑动方向所产生的破裂面。断层面的空间位置也像地层的层面一样，是由其走向和倾向而确定的。但断层面并非一个平整的面，往往是一个曲面，特别是向地下沿伸的那一部分，产状可以有较大的变化。此外，断层面不是单独存在的，往往是有好几个平行地排列着，构成所谓断层带，又由于断层带上两壁岩层的位移错动，使岩石发生破碎，因此又称为断层破碎带。其宽度达几米、甚至几十米。一般情况下，断层的规模愈大，断层带的宽度也愈大。

②断盘。断层面两侧相对移动的岩块称为断盘。由于断层面两壁发生相对移动，所以断盘就有上升盘和下降盘之分。在野外识别时，按其位于断层面之上者称上盘；位于断层面之下者称下盘。当断层面垂直时，就无上盘或下盘之分。

③断层线。断层面与地面相交之线，称断层线。

④位移。这是断层面两侧岩块相对移动的泛称。在野外观察断层时，位移的方向是必须当场解决的问题之一。特别遇到开矿时，一旦遇到矿脉（或矿层）中断，往往是断层位移所致，需要立即追查。追查的办法是运用两侧岩层的层序关系来判断或抚摸断层面的擦痕等来确定。

在地质旅行时，如何注意断层？怎样研究断层？观察什么内容？此类问题必须熟练掌握，现分述如下：先讨论断层的标志及两盘相对位移问题。

①构造（线）不连续。各种地质体，诸如地层、矿层、矿脉、侵入体与围岩的接触界线等都有一定的形状和分布方向。一旦断层发生，它们就会突然中断、错开，即造成构造（线）的不连续现象，这是判断断层现象的直接标志。

②地层的重复或缺失。这是很重要的断层证据。虽然褶皱构造也有地层的重复现象，但它是对称性的重复；而断层的地层重复却是单向性的。至于地层的缺失，凡沉积间断或不整合构造也可造成，但这两类地层缺失都是区域性的，而断层造成的地层缺失则是局部性的。关键的问题，旅行者应对区域内的地层系统及其分布情况有一个较为全面的了解（可以在旅行准备时查阅地层表、剖面、地层柱状图之类）。利用地层的重复或缺失不仅是判断断层的重要手段，而且是判断

断层两盘相对动向的重要方法，借此还可以确定断层的性质——正断层，还是逆断层？基本上有六种情况。

③断层面（带）上的构造特征。这是识别断层的直观证据，即在眼前“方寸”之地内所能见到的若干构造现象，最常见的有以下几种：断层擦痕：就是断层两侧岩块相互滑动和磨擦时留下的痕迹，由一系列彼此平行而且较为均匀的细密线条组成，或为一系列相间排列的擦脊与擦槽构成。在坚脆岩石的断层擦痕的表面，往往平滑明亮，发光如镜。并常覆以炭质、硅质、铁质或碳酸盐质的薄膜。有时，也在断层的擦面上见到不规则的阶梯状断口，其上覆以纤维状的矿物（如方解石之类）晶体。断层擦痕对于决定两盘位移方向颇有用处，如用手抚摸时，感到光滑的方向乃是对盘活动位移的方向。或自粗而细，自深而浅的方向乃示对盘活动位移的方向。或者利用阶梯状断口，阶梯形陡坡之倾向指示对盘相对滑动的动向。

构造岩：当断层两壁相对移动之时，岩石发生破碎，在强大的压力下，矿物出现定向排列，并有重结晶作用。也就是说，由于动力作用而发生变质，形成一系列新的岩石，即称为构造岩。构造岩的种类很多，如构造角砾石（角砾形状不规则，大小不一）。

碎裂岩（破碎的程度比前者更高，主要是原岩中的矿物颗粒的破碎，常见于逆断层或平移断层的断裂带中）。糜棱岩（破碎极细，用显微镜观察）。更进一步的破碎即片理化岩（具有片状构造的构造岩）。

此外，还有牵引构造：是断层带中的一种伴生构造，它是由于断层两壁发生位移时使地层造成弧形的弯曲现象，可以指示断层的位移方向。与断层带有关的，还有一种断层的伴生构造，主要是断层旁侧的节理及拖曳褶皱。这些节理常与断层斜交，其锐角所指的方向指示本盘滑动的动向。其他标志，主要是指地貌或水文上的一些特征，不过，此种地质现象只能说明有断层存在，不易说明其两盘的运动方向，诸如三角面山，河流的突然改向，山脊的突然中断，众多的温泉或泉水的定向分布，小型的火成岩体的入侵及其伴生的变质作用、矿化现象及矿脉的定向分布等等均示断层的存在，特别是从较大的地貌现象所反映的断层特征，有时在航空照片甚至卫星照片上都能看到。

认识断层的证据、判断断层的存在以后，就可以进一步将断层进行分类，这也是野外观察断层时必须解决的问题。一般最常用的断层分类法，是根据两盘岩

块相对移动的性质而定，分为三种：正断层、逆断层和平移断层。如果断层面的倾角小于 30° ，则又称为逆掩断层。若规模很大的逆断层（推移数千米以至数十千米者），又称为推覆体。这是“地槽区”常见的一种构造现象，如阿尔卑斯地区是世界上最闻名的推覆体所在地。不过，野外所见到的断层，往往并非单个出现，而是以组合的形态出现居多，比如有下列各类最为普通。

①阶梯断层。此类组合由一系列正断层构成，多见于地壳块断运动上升地块的边缘，地貌上的表现，是山脊与山谷的相间排列。

②地堑与地垒。两条大致平行的断层，其间有一共同的下降盘，称为地堑；其中如有一共同的上升盘，则为地垒。一般形成地堑与地垒的断层多为正断层，也有逆断层，或为正、逆断层的结合。许多由新生代地层组成的盆地，多被地堑构造所控制。例如我国的汾河、渭河地堑盆地。当然，也有视野所能及的小型地堑与地垒构造。后者在地质旅行路线上亦有机会相遇。

③叠瓦状构造。由若干条平行排列的逆断层构成，其上盘在剖面上构成一个接一个的叠瓦状（或称覆瓦状）构造，我国四川龙门山地区有此种构造存在。

除三者比较常见外，在某些特殊场合还能见到以下几种类型：环型断层及放射状断层，多见于火山活动区的火山锥附近或穹隆构造的周围，也见于侵入体的周围。近年来，不少地质学家认为天体撞击地球以后的陨击坑周围亦有此种断裂构造，有人认为太湖四周也能见到，故太湖也可能属天体撞击形成的。旋扭断层，多见于较大的断裂之旁，是一种规模小的弧形断层，好似主断层派生出来。还有一种在地质旅行时不易见到而在研究板块构造时大范围内认识的转换断层，特别在研究海底地质构造时十分重要，此处不再详述了。关于断层的野外观察，还有一类特大的断层，属于地壳上的深断裂带，也应注意。就目前所知的这些著名的深断裂带，如西太平洋海沟构成的“深断裂带”，北起千岛群岛，向南经日本、琉球、我国的台湾至菲律宾，长达 7000 千米以上。又如东非大裂谷，南自莫桑比克向北经坦桑尼亚至乌干达以北，长达 6000 千米。我国东部郯城（山东）至庐江（安徽）的大断裂，呈东北方向延伸，长达 2400 千米。还有一条，自浙江丽水至广东海丰的大断裂，长度亦可达 500 千米以上。这样巨大而延伸遥远的深而大的断裂，能否在短距离的地质旅行中也能有所认识呢？可以。因为如此巨大的断裂，并非一时发育起来的，而是经过长时间的发展才形成的。因此，在巨

大断裂的两侧的沉积岩层的特征就明显地反映出差异性。它们的沉积建造，几乎从元古代到古生代这样长的地质历程中都不相同，其他如火成岩活动、成矿作用等也都反映出明显的差异性。所以，当我们在地质旅行穿越剖面时，特别要注意在近距离内，有如上述断层的两侧沉积建造等方面的差异性。在地质旅行时，除了认识和判断断层的存在、类型、性质等外，还要进一步查清断层发生（或形成）的时间。其方法是根据地层的年代。总的来说，凡被断层切断的地层，这些断层的发生年代应在被切断的最新地层之后，在未被切割的最老地层之前。例如某断层切穿三叠纪地层，而未断及侏罗纪地层，则此断层形成的时间应在三叠纪末较妥。断层年代的确定，对于研究区域地质发展史、成矿作用的时期等都十分重要。而年代问题的确定，主要是在野外解决。

五、怎样在沉积岩区作野外记录和信手剖面

每一位对地质发生兴趣者，在地质旅行之时，必须养成随手记录，随手作剖面示意图的习惯。这两件事，也是地质基本功内容，不能忽视。因为这是帮助我们收集地质资料的不可缺少的手段，也是帮助我们记忆的最好方法，作为地质调查报告或学术论文的胚胎，就从这里开始孕育。野外记录内容：除了旅行日期、旅行地点、经过路线等共同项目外，在沉积岩区观察时，主要还是记载所遇到的岩石和构造地质方面的内容，其具体项目，已如上述，此处不再重复。此外，还应注意岩性、构造与地貌的关系，比如当地为何高峰突起，为何万丈深渊，到底受什么岩性影响还是受什么构造控制，都应记录清楚。再如当地岩石的风化、侵蚀、搬运等地质作用和过程，跟水文地质或工程地质的关系也应注意，并作些记录。例如页岩、泥岩发育的地区，若遇地形陡峻，则经常出现滑坡；特别当大雨过后，在松软岩层之下有坚硬岩层作为隔水层，其地层倾斜方向又与地形坡度一致时，极易发生灾害性滑坡。在这些斜坡上，往往可见树干倾斜的小树林，即所谓“醉汉林”景象都值得我们注意记录，是工程地质的“感性材料”。有趣的是，水文地质条件与工程地质要求往往发生矛盾，比如说泉水往往出露于断层带上，而这里正是工程地质所忌讳的。可能造成施工困难，此类地质现象都不能忽视。当然，与矿产有关的岩层，或某些本身就具有重要意义的“经济”岩层，更要作详细记录，将在下面再作叙述。

至于信手剖面，应画哪些内容？作画时的步骤如何？大致叙述如下：当你走

过一段路程以后,就可以着手作图,首先要根据路程的长短(也就是剖面的长短),大致确定比例尺,再注意剖面上的地形起伏情况,画出尽量接近实际地形的曲线,并用罗盘测出剖面的方向,在图上表示出来。第二步,在上述地形起伏线之下,表示出各地层层位、成套岩系或不同组的地层的分界线,尤其要注意这些界线所在地与地形起伏的关系。第三步,把各组内的岩性符号画出来,此时,要注意地层界线与符号的倾斜角度尽量符合实际情况(即真倾角)。第四步,把岩层内发现的化石所在地也用适当的符号(一种或几种)在示意剖面图上表示出来。如果岩层内有含矿现象、矿化现象、矿层也要着重标明。第五步,当若干剖面连接在一起时,注意构造地质现象,如褶皱的形态,轴面的倾斜及其与地形起伏的关系。又如遇到断层,其具体位置、形态、性质与地形起伏的关系等都要在图上的适当位置上表示出来。与此类似,如有不整合面、假整合面、整合面的所在部位,形态与地形的关系等也都在信手剖面图上表示出来。其他,如泉水出露的位置、滑坡发生的位置等均需标明。一个善于制作或勤于画出信手剖面的地质工作者都十分重视剖面图工作,它不仅减少文字记录,而且可以一目了然旅途上的地质特征。

六、化石的观察与记录

在沉积岩发育地区作地质旅行,对化石的搜寻固然重要,而且对化石的观察和记录也不能忽视。因为研究化石不仅可以确定遇到的地层的年代,而且可以了解沉积岩系的形成环境,乃至某些沉积矿产的成因及其找矿方向。所以,化石的研究也是基础地质资料,极为重要,现分述如下:植物化石:陆相地层,特别是煤系地层中植物化石最为丰富,除用于鉴定地层的相对地质年代外,在研究其群落组合的基础上,也是作为指示古地理、古气候、古纬度的重要手段。因此,采集植物化石时,首先要注意植物群的面貌,尽可能多地采集属种成分。植物化石主要是叶的印痕,而某些类型,其茎部的特征,如鳞木类也十分重要。甚至其根部化石,如痕木也不能忽视。如遇茎干或树根化石时,则宜注意其埋藏情况,也就是注意其茎干与层面的关系——平行还是垂直,由此判断此类化石是原地埋藏还是经过搬动。尤其在研究煤田地质时,此项观察极为重要,比如茎干化石分散零乱,横斜无序,则属搬运堆积;如茎干与层面垂直,则为原地埋藏;如枝茎略具倾斜,可能是静水盆地(湖、沼)中沉积;如叶片卷曲或弯曲,舒展不开来,

则可能是风浪环境中堆积而成。值得一提的是，不能简单地把大树干化石集中的地区就认定为森林区，因为有可能是经过流水搬运而聚汇起来的。

研究植物化石与古气候的关系，是地质学的重要课题之一，其原则与方法就是“将今论古”，例如苏铁类植物生长于热带或亚热带地区；棕榈是温暖气候或炎热气候的标志。不过，研究时，也不能单纯以某一化石的发现就断定某种气候环境，应以“组合”面貌为准，例如在苏联（即前苏联）阿纳德尔河流域的白垩系内有一种体型较小的苏铁类植物就不是热带的产物，而可能生长在温凉甚至比较寒冷的气候环境中。当然，这类问题不一定全能在野外解决，但有时候也能在野外采化石时作出判断，或注意问题的关键，为此，地质旅行中也不应忽视。至于植物化石中的孢子和花粉，是恢复古环境、古气候、古生态的主要材料，所以，在陆相（有时海滨相）地层中极宜注意此类化石。一般来说，凡有机质比较丰富的地层、泥岩类地层，都是孢粉化石比较集中的处所。当然，只能把样品带回实验室分析鉴定以后才能了解其地质意义。

无脊椎动物化石：无论海相地层，或陆相河湖沼泽中形成的地层中，无脊椎动物化石是最丰富的了，平常在野外旅行时最易遇到，采集也方便。不过，应注意以下几个问题： 第一，属种成分与沉积环境的关系，如属种成分（即名称）比较单调，但数量很多的话（图 4.29），则可能系闭流或半闭流盆地环境，往往是淡化或咸化盆地所特有。有时，也可在浅水海滩上见到某种贝壳类化石特多，如牡蛎滩，但与上述情况有所不同。其次，要注意化石的形态特征，借此可以了解化石的埋藏地是否是动物的生活地区，比如化石壳体大小的分选现象相当清楚，则指示埋藏时的水体是流动的，波浪的摆动使之分选。若使贝壳破碎，则更证明是流动环境。然后还可以参看岩层的构造特点，论证其水动力条件。某些贝壳类的大小也与气候因素有关，一般来说，大型厚壳体多生活于温暖水域中，小型壳体多生活于寒冷水域中。若遇某些种类的壳体比常规者偏小，则可能由于水体盐度的变化所致，不一定是气候的因素。化石壳体的厚度往往也与环境有关，如石灰质的厚壳化石表示碳酸钙浓度大，气温较高，生活于浅水地带的类型。所以生活于热带海洋礁体上的贝壳类的壳体厚度较寒冷地区者为厚。另外，在水动力条件较强地区的贝壳类的壳体厚度也大，这是防备冲击磨蚀壳体所必需的。况且壳体加厚，体重增加以后，水流不易搬动，动物不致受伤。相反，营漂浮生活

的贝壳类动物，一般壳体较薄，这是减轻体重所必需的。栖居于污泥质水底、水动力较差的贝壳类，特别是穴居者，壳体也特别轻薄，甚至为半透明状态。我们还可以从动物壳体的表面饰纹研究其与生活环境的关系，例如生活于海岸地带的动物，其壳体的饰纹倾向于粗糙；穴居埋没不深的动物，其贝壳后部常具饰纹。在静水中生活，或者在水底表面生活的类型，不仅壳体较薄，而且饰纹也逐渐稀少。深度较大的海生贝类，其壳体的饰纹很细。淡水中生活者，一般来说，较海水中生活者饰纹要细，惟有在砂质河底中生活者才有粗糙的纹饰。此外，还可注意化石保存情况，比如从壳体的排列特点——聚集、分散、零乱无序、规则定向等等可以了解其埋藏情况（图 4.30）。属于原地掩埋还是经过一段搬运以后的掩埋？浪击（图 4.31）、岸流对埋藏有无影响？还可以从化石壳体的破损情况了解其埋藏环境。

脊椎动物化石：脊椎动物化石，以鱼类、爬行类和哺乳类最为常见。鱼类的埋藏情况，基本上是原地的，多属湖泊沉积岩层。水生的爬行类化石，也多属原地埋藏。而应注意者，陆生的爬行类及哺乳类化石，它们多以零散的骨骼、牙齿、蹄、角之类的硬体出现，在野外就要判断其埋藏情况，原地还是经过搬运？识别的办法是看其完整个体还是零散的硬体？即使“散架”的，也应看其“零部件”基本上在小范围内都能找到，大体可以“并接”；还是极散，无法复原，甚至看骨骼、牙齿等有无磨损破坏。这些特征，都有助于认识含化石地层的形成过程及其成因类型，对恢复古环境关系比较重要。脊椎动物，特别是哺乳动物的组合面貌，与环境的关系极为密切，从其类别构成可以推测当时是森林、森林-草原、草原的景观。所以，在采集大型化石时，一些微小的化石也不能放过，例如啮齿类的小牙齿应注意搜检，不然，恢复动物群的组合面貌就不全面，或反映不真实了。问题是脊椎动物化石一般不及无脊椎动物或植物化石那样容易找寻，所以一旦发现其一鳞半爪，就要仔细分析其岩性、古地貌以及相邻区域的地质情况，估计其埋藏的可能条件，顺藤摸瓜，以窥全貌。这里，就有个寻找化石的经验问题。根据前人的经验，不妨提示若干。鱼类化石，较多的是保存在稍为坚硬的页岩或泥质砂岩层内，有时也在泥岩中，少数情况见于石灰岩中。采掘时注意沿层面逐层劈采，这时，要特别注意把层面跟节理面分开，如误将节理面作层面发掘，那么，就可能把完整的鱼化石破坏得不像样子了。采掘的工具宜用劈刀，交替插入薄层，

敲下大片岩层才有希望获取完美的化石。有时碰到纸状页岩，标本容易破碎，则直准备小盒盛放或胶水加固。

两栖类化石，由于其脊椎骨对鉴定类别颇有作用，研究分类也重要，不宜不顾。另外，其四肢骨中空，并不坚实，采掘时要细心。

爬行类化石，中生代地层最多，大型化石居多，寻找时宜在断崖、冲沟、植物少的山坡地方搜索，所谓不毛之地，岩层裸露，容易发现化石。尤其在岩层倾角不大，有面积风化露头的地方，尤可注意。地层倾角大的岩层，即使露出残体，采掘的难度大，也不易采得完美的化石。恐龙类化石多与坚硬岩层固结一起，具体的采掘有“断块取骨法”，“套箱法”等，非一般地质旅行时所能解决，此处不细述。

哺乳类化石最主要的是牙齿，中生代与新生代早期者多见于“红层”中，找寻的方法与爬行类相同，而产于新生代晚期者，多见于半固结或未固结的砂性地层或土状地层中，至于洞穴或岩石裂隙中的堆积物内，也常有发现。由于这些岩层比较松弱，易受风化侵蚀，故在陡崖断壁之处，尤其在雨后放晴之时，多有采获机会。一旦发现其暴露残体，应在其周围细心地挖去岩石或土状堆积物的碎屑，不使化石受损，如有断裂破坏，注意缝合衔接，尽量使其复原。

第四纪的哺乳动物化石多埋藏于洞穴堆积内，应予以特别注意。况且不少有价值的古人类化石也多发现于洞穴堆积物中，如北京猿人便是一例。

为了使野外采集化石尽量能获得完整的、关键的部位，我们必须熟悉各类动物骨骼的基本构造，比如从脊椎骨的暴露可以看出头骨的埋藏位置，从头骨的某个部位的暴露可以推测牙齿的埋藏位置等等。这样，发掘之时，胸有成竹，便可得心应手了。遗物和遗迹化石，这类化石的主要作用在于深入了解动植物的生态特点，了解古地理、古环境面貌。所以，在地质旅行的路途上，接触到沉积岩层之时，除了采集化石标本外，遗物和遗迹标本也不能忽视。现将几种常见的此类化石简述如下，在旅途中可以引起必要的注意。第一类是人类活动的遗迹，主要是石器、骨器、火烧的兽骨、灰烬、烧土等。如何识别早期人类使用的石器（旧石器）十分重要，因为它的外形非常接近于天然的石头碎片，其最重要的特点在于石器的表面留有人类加工的痕迹，器形有一定形状，便于手握使用，或作砍砸、或作刮削、或作割裂等。既然是石器，一旦发现，总不可能是孤零零的单个存在，

而是众多的堆积在一起。由于石器的埋藏地多少总与古人类活动有关，因此，还应联系起来考虑。此外，还应注意石器埋藏地的地质环境，比如中国猿人洞中曾发现数以千计的以石英为原料的小型尖状石器、刮削石器等，而周围尽是石灰岩，显然石英原料是由猿人有意识地从外地搬来、在洞穴内加工制作而遗留下来的。

恐龙蛋一旦被发现，不要忙于发掘，它往往是成窝埋藏的，而且各窝之间有一定的间距。例如山东莱阳的短圆蛋，每窝之间的距离约为 2 米；广东南雄的大型椭圆形蛋每窝之间距离有 7 ~8 米。从恐龙蛋的分布密度可以获悉恐龙下蛋的习惯，甚至可以推测其类别。每窝内的蛋的排列方式亦应注意，如有呈放射状的重叠排列，各层之间有土掩盖，可见恐龙生下一层蛋后，盖上薄土再生第二层蛋，南雄的恐龙蛋窝就有此特点。但也有无规则的散乱恐龙蛋，与现代龟鳖类相似，这肯定是不同种类的恐龙了。野外即使找不到完整的恐龙蛋，碎片也不宜遗弃，因为通过蛋壳的显微结构也能辨识不同的种类。

足迹化石是动物的历史脚印，往往是化石的珍品，虽然它难以鉴定动物的属种名称，但可了解其归属的大类。更有意思的是，从足迹的真实形象、保留的密度，了解动物是群居还是独处的习性；从足迹分布的规律，了解动物是漫步、奔跑、跳跃等行动的习性。从不同足迹的保存情况，可了解其生存竞争、弱肉强食的情况，如此等等，都是很有价值的资料。足迹化石以恐龙类最为常见，如我国的山西大同，四川广元、宜宾，山东莱阳，辽宁朝阳均有发现。特殊的足迹化石，具有特殊的科学价值。例如 1970 年在土耳其德密尔帕鲁附近建造水坝时，发现印入火山灰中的人的足迹，测定其火山灰的同位素年龄，为距今 25 万年，从而确定此人足迹为尼安特德人所遗留。又如 1978 年 2 月 24 日著名的古人类学家玛丽·利基夫人在华盛顿宣布，英国科学家 A.黑尔在坦桑尼亚北部的莱托里尔一层灰黄色的中粒砂岩上面发现 350 万年前的人类的足迹，伴存者尚有象、犀、羚羊，食肉类和鸟类的足迹。他提到这样的人的足迹有六个印痕，其特征是比现代人短而宽，脚弓不大发育，大拇趾像人那样指向前方，和直立行走的人的足迹是极相似的。可惜没有找到更有价值的早期人类化石的遗骸，不过，从其绝对地质年代来看，也许这是世界上最早出现的人类化石呢！还有一个很有趣味的例子，1972 年澳大利亚科学家在维多利亚州东部一条河边上发现被 1971 年的大洪水冲刷出来的砂岩中保存着 70 个足迹化石，经研究，这些足迹化石应属于 305 万年

前（晚泥盆世）最古老的两栖类——同鱼石螈（图 4.32）有联系的足迹化石。古脊椎动物学家分析了这些化石以后认为：该动物的体长约有 1 米，后足为 5 趾，前足至少有 3 趾，均有蹼。今后有可能在这里找到第一代从水域登上陆地的四足动物。粪便化石（图 4.33）也是一项重要的化石，但极稀少。从粪化石的形态可以了解动物消化道末端的结构和它的食性，也可间接了解动物生存时的周围环境。例如螺旋纹的粪化石可能是鱼类的，螺旋的程度由高到低，一般是瓣鳃类→肺鱼类→软骨硬鳞鱼类。另外，分析粪化石中所含食物的残渣——骨碴、鳞片、甲壳、牙齿、介壳及植物等，可以直接了解古动物的食性及其共生生物的关系。特别是粪化石中的孢粉材料，可以恢复当时的景观面貌。我国境内曾发现过不少粪化石，如贵州桐梓白垩系、陕北三叠系和侏罗系，陕西延安以西安定组中成层的鱼粪化石。山西武乡张村北沟一带泥质砂岩中曾见爬行动物的小型粪化石。其他如山西平陆、武乡、榆社，广西柳城，湖南永顺和河北阳原泥河湾等地均找到过哺乳动物的粪化石。其中以北京猿人洞穴中的鬣狗粪化石为数最多，保存最好而闻名。

无脊椎动物的遗迹化石，这是近年来引为广泛注意的化石，是动物以它的重量、活动作用于沉积物而形成的。其方式有向下的印、压；向侧向下的挖、掘；向内向外的钩、扒；向前向后的移、退；还有吞食和填充。而在地层中造成的后果有足迹、腹迹、尾迹、移迹留存在层面上；在沉积层层内则有窟穴、钻孔和管道。此类化石形成以后，除了外力的消毁荡平以外，都是原地保存的，不存在搬运或迁移问题。所以，必须反映沉积物是在宁静环境中形成，如有浊流冲刷，则无法保存此类遗迹化石。

当我们在野外遇到此类化石时，应该注意以下几个问题：①一个动物，可以产生不止一个的踪迹，在条件许可时，一个动物甚至可以产生一片地区的全数踪迹。②一个动物可以制造出一种以上的生活踪迹，即一个动物，既有栖息，又有移动；既有啮食，又有排泄；既有打洞，又有穿窟、觅食、回游。其活动留下的踪迹是各种各样的，即所谓“一物多态”。③踪迹化石可以由同种的多个动物，集体活动所造成。如交叉轨道、分枝窟穴、密集的管道均可能由群体合作制造的。此类化石最为普遍，反映了生物的繁盛、忙碌和喜好群居。④不同种类的动物由于生活方式的相同，或相似的体态可以造成类同的遗迹，如蠕虫的遗迹

化石,或蠕虫与某些腹足类的类同遗迹化石;腹足类与双壳类亦有类同遗迹化石;甲壳类和无铰腕足类有类似的窟穴,即所谓“异物同态”。目前,研究无脊椎动物的遗迹化石的最困难问题是——追寻它的主人是谁?这里,有若干尚在探讨的专门研究的方法,此处不作细述。当然,这些观察,不能脱离同层位,甚至同层面上留下的动物化石的种类,配合现代生物的活动印迹而进行。

七、标本的采集与整理

观察剖面,作信手剖面以后,就要将有意义的标本顺便采集,带回可作进一步研究。这些标本,基本上包括两类:一是岩石标本,一是化石标本。岩石标本,选择有代表性的岩层露头采集,凡颜色、成分、结构、构造都能看得清楚的,比较新鲜的标本均可供选择。正规地质标本的大小有一定规格,通常是 3 厘米×6 厘米×9 厘米,相当大。不过地质旅行时采集的标本可以不在此限,灵活掌握,可大可小,根据需要而定。如项目较多,比如除肉眼观察外,尚需分析、磨片之用,则宜大宜多,增加采集量。如果为了说明某种特殊的地质现象,如波痕、交错层理、断层擦痕、小型褶皱之类,则显然需要采集较大的标本,以能说明问题为准。矿化或矿物标本,也不一定按规格采集,而是选择能说明问题,表示矿化与矿物特征者。不过,既然是地质旅行,不是普查、勘探,这类标本只要少量采集,足以说明某种矿产有存在的可能就行了。

化石标本,这是野外采集时比较复杂的一类标本,根据化石所属门类的不同,采集的要求也不一样。微体化石,如蜓、介形虫、轮藻、层孔虫、苔藓虫之类,容易采到完整的,一旦如有发现,也都是集群性保存的。因此,采集时要求选择密集程度高、大量集中的块体标本,以便带回室内加工(磨片、挑样)处理时可以找到理想的整体化石。珊瑚类标本个体较大,多以集群性方式保存在石灰岩之内,除若干体型较大的单体珊瑚能在风化剥落的露头上找到以外,其他的复体珊瑚应选择化石密集、能看到不同方向切面、特征保存清楚者,以便磨制薄片时可以获得理想的标本。腕足动物标本,多保存在石灰质或砂泥质岩层中,最好是选择化石密集、岩石风化并开始剥落下来的地方挖掘,那里往往可获完整的“立体”标本。特别是层面与山坡倾斜方向一致的风化面上,更易寻找到所企求的佳品。为了进一步研究腕足动物壳体的内部构造,我们也要注意采集内膜或通过切片后能见到内部构造的标本。为了研究各种定向部位的特征,凡不同方向保存的印模

标本也都应注意收集，除作正型标本外，作辅助观察也是十分需要的。软体动物壳体化石标本，其要求基本上与腕足动物相似，不再赘述。三叶虫及其他甲壳类化石标本，欲采集“立体标本”是极困难的。当然，采集连头带尾的整体标本也很不容易，况且三叶虫化石多是头、胸、尾部分开保存的，这时候，应该注意采集头部及尾部标本，因为化石的主要特征就集中在这里，遇有完整的胸部标本，当然也不能放弃。昆虫化石，重点是翅膀标本，应择其脉翅清楚者采之，因为鉴定特征时主要是靠它。特殊的牙形刺标本，除少数用放大镜能看到的按一般微体化石标本的要求采集外，相当多的牙形刺是无法用肉眼观察的，于是只好试探性地选择关键层位采取几块，带回经室内处理以后，发现有化石存在时，再根据要求进行系统采集，然而这已不是地质旅行的任务了。

植物化石的最重要部位是叶片化石，尤其是高等植物，因此采集时选择叶缘完整、叶脉清晰的标本带回。采掘必须顺层面细心劈裂，切忌垂直或斜交层面硬挖，这样做，会使完整的叶部化石割裂得不成样子。植物叶片化石多保存在泥岩或页岩中，此类岩石受水湿润以后极为柔软易碎，所以采掘时竭宜选择地势高、干燥、岩性稍硬的部位发掘。有时，采出的标本极精美，但因岩性软弱不宜包装运输，于是要用盒子盛装，避免损坏。蕨类植物化石的石松和芦木之类，茎部乃至根部的特征均极重要，采集时应予注意。至于植物化石中的孢子和花粉，在若干未见“大化石”的“哑层”中极为重要，当然是采集的对象。可是野外无法用肉眼观察，于是只好选择一些富含有机质的层位，挖取岩石标本带回室内处理以后再看，如有发现，下一步再作道理了。

脊椎动物化石，最重要的是头骨化石，所以在地质旅行过程中发现有脊椎动物出露时，应千方百计去寻觅头骨化石，发掘时要特别细心，不致损坏。哺乳类的牙齿化石又是头骨化石中的最重要部位，更宜谨慎发掘。最理想的脊椎动物化石莫过于完整的骨架。一般地质旅行时，来去匆匆，不可能久留发掘。不过，当现场观察研究以后，如能判断有希望挖到完整的骨架时，就应详细记录、素描或摄影，以待来日再进一步工作，并尽可能向有关方面或当地群众提出保护要求，采取保护措施。例如四川的马门溪龙（目前我国第二大的恐龙化石），早在抗日战争时期即已发现其“苗头”，直到解放以后，花了三年时间才将其整体挖掘出来。话得说回来，在地质旅行时采集化石，不可能要求像专题研究那样把发现的化

石尽量采集，以至“扫光”。实际上，重点应放在如何善于发现化石方面，能采到若干关键性的能解决地质问题的化石也就足够了。所以，要求参加地质旅行的人能像高明的新闻记者一样，有一双善于观察的“慧眼”和一双善于做记录的“能手”，随时随地捕捉到化石的“踪影”，待来日再行挖掘也未尝不可。这里，就有个“群众路线”问题，即要向群众做科普工作，宣传化石的基本知识，发动群众一起找寻化石，获悉化石产地等等。许多地质古生物工作者在这方面曾经尝到过许多“甜头”，经历过有趣的遭遇。总之，这是一条成功的经验，值得推广。至于采得化石以后，必须写好标签，用棉花垫上化石。包装运输之类是人们都熟悉的，这里不必烦琐，恕我从略了。

八、研究有用矿产的层位

不少有用矿产是以地展形式出露于剖面上，因此在野外地质旅行穿越剖面时竭宜注意。常见的有以下几类：

①石灰岩。作为工业原料用的石灰岩，要求成分纯净，含氧化钙的量较高。因此，具有开采价值的石灰岩一般均呈灰白色或稍带微红色，具微晶结构，层厚且延伸稳定。例如华南与长江流域一带所见的中、上石炭统的石灰岩就可作为水泥、化工原料的上品，具有很高的经济价值。不过，作水泥原料的，略带一些泥质的石灰岩，呈灰色者也可用。

②白云岩。大量的用于冶金炼钢工业。要求质地纯净，含碳酸钙镁的量较高，层厚而分布稳定。如华南及长江流域震旦纪晚期的白云岩，宁镇山脉地区寒武纪的白云岩均是目前开采的白云石矿。

③石英砂岩。为玻璃工业的重要原料，有些亦可作耐火材料之用。要求二氧化硅的含量较高，杂质很少，即其他矿物含量甚少，颜色纯白，有一定厚度，延伸稳定。如华北地区一些晚元古代的石英砂岩层，华南及长江流域晚泥盆世的石英砂岩层均有开采价值。

④铝土页岩。为含三氧化二铝成分较高的页岩，作为耐火材料、陶瓷原料之用，如含量特高者，则可作为铝土矿开采。通常呈红褐色、红色、暗灰色、绿灰色等，手摸有滑腻感。最常见的铝土页岩与煤系地层有密切关系，或者与富含植物化石的地层有关。如华北石炭纪和二叠纪的煤系地层中即富产铝土页岩，故煤矿附近均有名瓷出产，如唐山、淄博均有瓷器问世，并闻名海外。

⑤煤层。在野外自然露头上很少看到巨厚的煤层，这是由于煤层极易风化剥蚀的缘故，所以常见的只是一些“煤线”，我们在野外旅行或踏勘时要注意这样的有希望找到煤层的“蛛丝马迹”，适当追索它的延伸方向，是否比较稳定，结合当地的地质构造特点，判断其有无经济价值。

⑥油气层。在自然界露头上是很难见到出露油气的地层，而能见到的多是含有沥青质的岩层，如臭灰岩、油页岩之类，有时也能在裂隙间看到一些渗透出来的油迹，用纤维吸油，甚至可燃。又一种情况，裂隙间充填“沥青脉”，可闻沥青气味。这些，都不能算找到油气层，只能算发现“油苗”。真正的含油气的岩层，均深埋于地下，需要运用构造地质原理去勘探。只不过，“油苗”为我们提供了有希望的油气层的根据。

⑦盐类地层。即含有食盐、钾盐、硫酸钠和苏打等的地层。在天然露头上常以盐霜、溶蚀洞穴，盐碱土之类出现为标志，如附近有水洼地，则水溶液中含有某种盐类，会发出异常的气味，根据这些迹象再作地质特征的观察。

⑧铁矿层。暴露于地表的铁矿层，因风化剥蚀而成为铁矿石碎块、碎屑，或经氧化以后而成为褐铁矿的团块、赤色的土层，可作为找矿的标志。如遇磁铁矿，则有磁性异常反应，可进一步追寻。

⑨含铜砂岩或含铜页岩。它们多见于杂色的碎屑沉积岩系中，常在红色岩层间显示出浅绿色、灰绿色或灰色的岩层。甚至在局部地段出现翠绿色、深蓝色的如孔雀石、铜蓝等矿物。个别情况还可见自然铜胶结的砾岩。

⑩锰矿层。沉积的锰矿层多见于铁质岩石、硅质岩石和碳酸盐类岩石间。它们的风化露头，尤其在潮湿而温暖的气候条件下，锰会形成大量薄膜状和结核状的聚集体。在强烈氧化情况下，则形成碳酸盐和硅酸盐的氧化物——锰帽。锰帽为黑色，常为粉末状，易污手，所以在地质旅行时极易识别此类含矿层。

(11)磷矿层。地层中最主要的含磷岩层是浅海相的磷块岩，往往含在石灰岩、钙质砂岩、燧石、燧石质泥岩内，有时则形成结核状、胶膜状而出现。野外的鉴定方法极为简便，先滴一点硝酸，然后再滴一点钼酸铵，出现黄色（磷酸铵）粉末状溶液者即显现磷灰石存在，色浓者示含磷量高。磷矿是制造农业肥料的主要原料，地质旅行时应十分注意。我国西南地区及中南、华东各地寒武纪早期，震旦纪及早二叠纪地层中均有发现，前者规模极大。这些磷矿层的附近，往往出现

密集的小壳动物群，特别是软舌螺类化石最多，它们就成为找矿的标志。

(12)硅藻土层。主要由化石硅藻组成，硅藻壳的主要成分是蛋白石。岩层呈白色、浅黄色，质轻而软，孔隙度大，吸收性强，具薄层理。硅藻土在制糖、食品、石油工业中作漂白剂之用，还可作绝热、隔音材料。我国的硅藻土矿多见于第三纪及第四纪的湖泊相地层中，如吉林延边、山东临朐等地均有出产。

变质岩

一、泰山的启示

泰山，五岳之首。古迹名胜，久闻天下。每当列车途经泰安，旅客们总是凭窗远眺，以倾慕崇敬的心情注视着一座座黝黑而雄伟的峰峦。中外旅游者认为有机会登泰山、上南天门，一览齐鲁壮观乃平生快事。五台山，誉称北岳，为我国著名的佛教圣地之一，古刹名园，比比皆是；青峰翠峦，逶迤不绝。欲朝山进香的善男信女们固然希望到此顶礼膜拜以如愿，就是一般游客，又何尝不思慕此间的高峰绝境而登临寻幽呢！说来也巧，从地质学角度看，这“两岳”都是由变质岩系构成的山势。早在上世纪末至本世纪初，就吸引了一些外国地质学家，他们怀着猎奇的心情，在游山玩水中登跋泰山、五台山等地考察地质，他们在这些地质构造复杂、岩石性质多变的地层间发现了这“两岳”原是中国最古老的地层所在地，或者说，是我国大陆的核心部分，属于地球历史早期的大古代和元古代的产物。从此以后，要研究变质岩的岩石学家、要研究地质发展史的地层学家、要研究变质岩系中特殊地质构造的构造地质学家们，都纷纷登上泰山和五台山，发掘研究课题，开辟研究领域，提出地质上的许多新发现或新见解，丰富了地质学的内容。一直到今天，这“两岳”仍然是研究变质岩地质的理想之地，每年吸引不少

自教授专家至青年学生们络绎不绝地来“朝觐”。其中也就包括了怀着不同目的的地质旅行者在内，可见在变质岩地区的地质考察也是地质旅行的重要内容之一。

二、变质岩的基本概念

既然变质岩是指沉积岩、火成岩或已变质过的岩石经过变质作用而来的岩石，那么，什么叫“变质作用”呢？这是由于地球内部的高温、高压，在新的物理和化学条件下会使岩石中的矿物成分和结构、构造等方面改造和转变。或者说，地球的内力使岩石改造并发生变化，称为变质作用。这种变质作用的具体特点，主要是通过岩石中所含矿物的变化，比如重新结晶、物质成分的迁移或重新组合，结构和构造的变化等等而表现出来。因此，凡经过变质作用而形成的岩石，就称为变质岩。至于另一种由于岩石暴露地表，发生风化作用，使岩石中的某些矿物发生变化（包括成分的改变），这类岩石不能称为变质岩。

正因为变质岩的主要原岩来自沉积岩和火成岩两大类，因此变质岩也就划分为两大类型，由沉积岩经变质作用而形成的变质岩称为副变质岩；而由火成岩经变质作用而形成的变质岩称为正变质岩。怎样认识变质岩？

首先要从岩石的矿物成分中认识有无变质矿物的存在，常见的变质矿物（若干则通过显微镜鉴定）有以下几种：

①富铝矿物：刚玉。 ②富含铝的硅酸盐矿物：红柱石、蓝晶石、硅线石、叶蜡石、十字石、硬绿泥石、硬玉。 ③碱质或钙质铝硅酸盐矿物：浊沸石、方柱石、钠云母、绢云母。 ④钙铝质硅酸盐矿物：帘石类、符山石、葡萄石、硬柱石等。 ⑤含铝的铁镁质硅酸盐和铁镁质铝硅酸盐矿物：铝石榴石、绿泥石、蓝闪石等。 ⑥铁镁质硅酸盐矿物：滑石、蛇纹石、硅镁石等。 ⑦钙镁质和钙质硅酸盐矿物：透闪石、阳起石、硅灰石等。 ⑧碳质矿物：石墨。

必须说明，上述各种矿物主要是存在于变质岩中，但沉积岩与火成岩中也可能存在，只是存在于变质岩中的这些矿物，有如下特点： ①数量显著增加； ②广泛地发育成纤维状、鳞片状、长柱状、针状等，并有规律地作定向排列； ③变质岩中所含的石英和长石有些具有较为发育的裂纹，而沉积岩或火成岩中的石英和长石无此种现象。其次，要从变质岩的结构和构造去认识，也就是观察变质岩组分的形状、大小和其相互关系，以及它们在空间排列和分布上所反映的岩石构成方式，着重于矿物个体在方向和分布上的特征。

变质岩的结构基本上有 4 种情况：①破碎结构：当原岩在定向压力作用下，持续到超过弹性极限时，使矿物发生弯曲、变形。如压力再增加，超过其强度极限，则发生破裂。根据其破碎程度，从颗粒裂碎到粉末均有，不过太小的粉粒，肉眼是无法辨认了。②变晶结构：在高温、高压之下，矿物发生重新结晶，其表现的特点是：晶体不完整或严重变形。③残余结构：重结晶作用不完全时，可以保留部分原岩的结构。④交代结构：原岩中的矿物被新矿物取代。不过，在以上四种变质结构中，前两种可以肉眼观察；后两种多在显微镜下观察，不宜野外运用。

至于变质岩的构造，就其重要意义来说，是野外识别变质岩的关键手段之一，或者说，是认识变质岩的重要标志，野外工作时，务必熟练掌握。其基本特征与类型有以下几种：

①变余构造：原岩虽经变质，但仍有一部分未受“变质”，保存原岩的构造特点。例如熔岩中的气孔构造、流纹构造；沉积岩中的层理构造、波痕构造等。

②变质构造：岩石经过变质作用以后而生成的特殊构造。这是识别变质岩最重要、最常见的一种构造，有以下几类：A.斑点状构造：受变质的岩石中，由于某些成分的局部聚集，产生 2 毫米左右大小的斑点。这些成分有碳质、硅质、铁质或某些变质矿物（如红柱石、堇青石等）。如果变质程度增高，则此类斑点经重结晶而变成斑晶，若其形体增大时，可在岩石中形成瘤状构造。B.板状构造：岩石在经受变质时，由于应力作用，出现一组平行的裂开面，使整块岩石如木板覆叠。每个裂开面上，平整光滑，如板岩所见。C.千枚状构造：岩石内的矿物发生重结晶作用，一方面可见这些矿物具有定向排列，另一方面又使整块岩石呈现出薄片状构造，在片理面上，平整光滑并发出丝绢状的光泽。有时，在千枚状构造的岩石上可见小型的挠曲或褶皱现象。一般来说，千枚状构造比板状构造的变质程度要深一些，如千枚岩。D.片状构造：岩石内的矿物具有明显的变质晶体，形成鳞片状、柱状，并作定向排列和分布，沿片理面劈削成薄板状特征。其变质程度又较千枚岩深一步，如片岩。E.片麻状构造：岩石具有显晶质的变晶结构，以粒状变晶矿物为主，间以鳞片状、柱状的变晶矿物，作断断续续的定向排列和分布，故在块体的标本上可见片理特点，它往往是由侵入岩变质而来。最典型的的就是片麻岩。F.条带状构造：岩石由不同矿物，不同结构，或其他不同部分的成

分形成条带状分布，如暗色矿物形成的条带状大理岩、条带状的磁铁石英岩等。在上述构造中，特别是板状、千枚状、片状、片麻状这几种外貌特征是变质岩中最多、野外也最容易识别的构造。总之，变质岩的构造是认识变质岩的最重要标志。

三、最常见的几种变质岩

各种变质岩的存在条件，几乎跟它们的变质作用的类型有密切关系，换句话说，如果在野外工作时，能识别出变质作用的类型，那么也就大体上能估计出其中有哪些具体的变质岩的种类了。何谓变质作用的类型？主要是根据地质成因和变质作用的因素来考虑变质作用的格局，实际上，也包括了变质作用的规模。其类型大体上划分为四种，都是野外常遇到的。

①接触变质作用。这是由岩浆沿地壳的裂缝上升，停留在某个部位上，侵入到围岩之中，因为高温，发生热力变质作用，使围岩在化学成分基本不变的情况下，出现重结晶作用和化学交代作用。例如中性岩浆入侵到石灰岩地层中，使原来石灰岩中的碳酸钙熔融，发生重结晶作用，晶体变粗，颜色变白（或因其他矿物成分出现斑条），而形成大理岩。从石灰岩变为大理岩，化学成分没有变，而方解石的晶形发生变化，这就是接触变质作用最普通的例子，又如页岩变成角岩，也是接触变质造成的。它的分布范围局部，附近一定有侵入体。

②动力变质作用。这是由于地壳构造运动所引起的、使局部地带的岩石发生变质。特别是在断层带上经常可见此种变质作用。此类受变质的岩石主要是因为强大的、定向的压力之下而造成的，所以产生的变质岩石也就破碎不堪，以破碎的程度而言，就有破碎角砾岩、碎裂岩、糜棱岩等等。好在这些岩石的原岩容易识别，故在岩石命名时就按原岩名称而定，如称为花岗碎裂岩、破碎斑岩等。

③区域变质作用。分布面积很大，变质的因素多而且复杂，几乎所有的变质因素——温度、压力、化学活动性的流体等都参加了。凡寒武纪以前的古老地层出露的大面积变质岩及寒武纪以后“造山带”内所见到的变质岩分布区，均可归于区域变质作用类型。例如本章开头提到的泰山及五台山所见的变质岩，均为区域变质作用所产生。就岩石而言，包括板岩、千枚岩、片岩、大理岩与片麻岩等。

④混合岩化作用。这是在区域变质的基础上，地壳内部的热流继续升高，于是在某些局部地段，熔融浆发生渗透、交代或贯入于变质岩系之中，形成一种深

度变质的混合岩，是为混合岩化作用。也就是说，在区域变质作用所产生的千枚岩、片岩等，由于熔融浆的渗透贯入而成混合岩。此外，尚有不大常见的气体化水热变质作用，复变质作用。其实，对于野外地质旅行者来说，最常见的变质作用还是接触变质和区域变质两大类，其次是混合岩化作用。因此，熟悉变质岩的名称，也就围绕这些变质作用有关的变质岩就足够了，兹简述如下。

板岩：具板状构造的变质岩，由黏土岩类、黏土质粉砂岩和中酸性凝灰岩变质而来。属于区域变质作用中的轻度变质的岩石。

千枚岩：具有千枚状构造的变质岩，原岩类型与板岩相似，在其片理面上闪耀着强烈的丝绢光泽，并往往有变质斑晶出现。

片岩：片理构造十分发育，原岩已全部重新结晶，由片状、柱状、粒状矿物组成，具鳞片、纤维、斑状变晶结构，常见的矿物有云母、绿泥石、滑石、角闪石、阳起石等。粒状矿物以石英为主，长石次之。片岩是区域变质岩系中最的一类变质岩。片岩的种类颇多，其命名则根据所含的变质矿物和片状矿物的显著分量而定，例如云母片岩、滑石片岩、角闪石片岩等等，另外，常用绿色片岩之名，系由中性和基性的火山岩、火山碎屑岩等变质而来。

片麻岩：具片麻状或条带状构造的变质岩。原岩不一定全是岩浆岩类，有黏土岩、粉砂岩、砂岩和酸性、中性的岩浆岩。具粗粒的鳞片状变晶结构。其矿物成分主要由长石、石英和黑云母、角闪石组成；次要的矿物成分则视原岩的化学成分而定，如红柱石、蓝晶石、阳起石、堇青石等等。片麻岩的进一步命名，根据矿物成分，如花岗片麻岩、黑云母片麻岩。片麻岩是区域变质作用中颇为常见的变质岩。

角闪岩：主要由斜长石和角闪石组成的变质岩。其原岩是基性火成岩和富铁白云质泥岩。具粒状变晶结构，块状微显片理构造。

麻粒岩：是一种颗粒较粗、变质程度较深的岩石，基本上由浅色的石英、斜长石、铁铝榴石、辉石等矿物组成，无云母、角闪石。具粒状变晶结构，块状或条带状构造。

石英岩：几乎整个岩石均由石英组成，浅色、粒状。一般作块状构造，粒状变晶结构。它是由较纯的砂岩或硅质岩类经区域变质作用，重新结晶而形成。有时，有人将沉积岩中由较纯净的石英颗粒组成的岩石也称石英岩，与变质岩类的

石英岩混淆不清，虽然就化学成分或矿物成分来看，两者很难分开，但变质岩类的结构要致密些，称石英岩；而沉积成因者，颗粒清晰，致密程度稍差，故为了区别起见，称之为石英砂岩。

大理岩：碳酸盐岩石经重结晶作用变质而成，具粒状变晶结构。块状或条带状构造，由于它的原岩石灰岩含有少量的铁、镁、铝、硅等杂质，因而在不同条件下，形成不同特征的变质矿物，出现蛇纹石、绿帘石、符山石、橄榄石等，于是在洁白的质地上，衬托出幽雅柔和的色彩，构成天然的图案花纹，给人们想像出一幅又一幅诗情画意的图卷，文人墨客在它们的加工石面上取出许多逗人喜爱的景名——潇湘夜雨、千峰夕照、平沙落雁等等。因而大理石就成为高级的建筑石材，或成为高级家具的装饰性镶嵌材料。而洁白的细粒状的大理石，俗称汉白玉，也是工艺雕刻或富丽堂皇的建筑材料。大理岩见于区域变质的岩系中，也有不少见于侵入体与石灰岩的接触变质带中。

角岩：这是一类由泥质岩（以黏土矿物为主的页岩之类）在侵入体附近由接触变质作用而产生的变质岩。颜色呈深暗或灰色，硬度比原岩显著增加，故多有将角岩制成砚或其他工艺品，如在苏州灵岩山、寒山寺等旅游区出售的砚石，即利用产于灵岩山花岗岩体附近的角岩所制。

混合岩：由混合岩化作用形成的变质岩，其基本组成物质是由基体和脉体两部分组成。所谓基体，是指混合岩形成过程中残留的变质岩，如片麻岩、片岩等，具变晶结构、块状构造，颜色较深；所谓脉体，是指混合岩形成过程中新生的脉状矿物（或脉岩），贯穿其中，通常由花岗质、细晶岩或石英脉等构成，颜色比较浅淡。混合岩具明显的条带状构造，并普遍可见交代现象，以此与区域变质作用形成的变质岩区别开来，但它是在区域变质的基础上发展起来的。混合岩由于混合岩化的程度不同，形成不同构造特点的混合岩，如网状混合岩、条带状混合岩、眼球状混合岩等等。

四、怎样在变质岩区开展工作

在认识变质作用的基础上，掌握了能够鉴定变质岩名称的方法以后，当我们在旅行路线上遇到变质岩时，就可以进一步做些变质岩的初步调查或研究工作了。现就不同的变质区如何开展工作问题，简述如下：

（1）热接触变质岩区的工作。

热接触变质岩区也就是侵入体与围岩相接的地带。在这里，首先要穿越接触带的剖面，也就是决定一条从侵入体到未变质围岩之间的路线，观察侵入体的岩石名称及其岩性；观察围岩受侵入体的接触变质的影响——出现何类变质岩，其岩性特点，变质矿物，有否成矿的条件和可能，接触带上有无断裂之类的构造控制？未变质岩石的名称及其岩性，围岩属于哪个地质时代？侵入体属于哪个地质时代？等等。把这许多必须了解的内容，作沿途记录，作剖面示意图，采集有代表性的标本以及摄影或素描。如果交通、人力、物力、时间条件允许的话，可作再详细一些的观察，诸如追索接触带在面上分布的范围，观察蚀变晕圈的发育情况。再进一步，还可根据变质矿物的组合关系，划分出蚀变的相带——即内带、中带、外带。同时还可研究热变质岩石与原岩性质的关系，甚至注意多期变质的叠加作用，不同变质带上所赋存的矿产关系。

（2）区域变质区的工作。

由于区域变质作用而产生的变质岩分布面积广阔，岩石情况亦特别复杂，而且其间的褶皱、断裂等构造又十分发育，因此，在这里工作的难度也较大。首先，当我们根据地层走向选择剖面线以后，在旅途行进中，要像研究沉积岩层那样，注意各变质岩层的上下层序关系，即排除由于褶皱或断层的干扰，恢复其原来的正常层位。当然，这项工作往往不是穿越一条剖面就能“一次性”成功的，而要多几条剖面相互比较才能接近正确。其次，在观察剖面过程中，要恢复原岩的性质——是沉积岩还是火成岩。如果确定为沉积岩，再进一步判断其原岩的名称，并运用研究沉积岩的办法，研究它们的沉积旋回、沉积建造的特征。注意地层间的不整合、假整合等有助于划分层序的接触关系。努力搜寻其中浅变质岩系（例如板岩）里的化石痕迹，一旦若有发现，并能确定其鉴定价值，便能牵动全局，整个变质岩系的时代及各套岩层的层序也许能迎刃而解。例如笔者等在本世纪 60 年代初期在江西南部“龙山群”（前泥盆纪的地层）变质岩系地区工作时，一个多月过去了，还没有搞清楚它们的层序关系。后来，有位学生在一处浅变质的板岩中找到一些笔石碎片，带队的教师很受启发，认为这是揭开此间变质岩系时代之谜的重要线索，于是专门组织队伍，就在出现笔石碎片的上下层地段，分段包干，着力搜寻。通过“顺藤摸瓜”的办法，终于在这里的几个岩层中找到了保存相当完整而精美的笔石（图 6.7），经鉴定，属于早奥陶世的种类，从而结合岩性、层

位的接触关系，大致确定了自寒武纪至奥陶纪的各个大的层位。后来，又接连在寒武系下部的板岩中发现了海绵骨针化石（图 6.8），从而又划分出震旦系地层。这样，几十年来，一直把厚达几千米甚至上万米的前泥盆纪变质岩系“龙山群”地层，分解为震旦纪、寒武纪、奥陶纪三个系，进而在各系内再分出若干组。在分层基础上，结合岩性、岩相及沉积旋回的研究，初步摸清了早古生代时期此间原为“地槽区”。进而又证实了此间的花岗岩分属于两个不同时期形成的：一是志留纪晚期的“加里东花岗岩”；一是中生代的“燕山花岗岩”，而且此间的大量金属矿产与“燕山花岗岩”的入侵活动有关。在研究区域变质岩系的时候，还可注意各类变质岩系的空间分布规律及其相互关系，注意不同岩石和矿物组合的关系，总之，注意变质程度和变质作用问题，并联系找矿标志和成矿规律。

（3）混合岩化区的工作。

首先要注意混合岩的基体和脉岩的特点，形态特征，交代作用等。注意混合岩化的强度带及其与区域构造（断裂带和褶皱带）作用的关系，甚至可以了解混合岩化的期次问题。一般而言，混合岩化区的观察工作并非单独进行的，它是在研究区域变质岩区内的附带工作，因此，诸如矿产之类的问题，也都跟研究区域变质岩同样地进行了。

五、变质岩中的矿产

变质岩中的矿产，主要见于接触变质和区域变质两大类型中。就接触变质而言，矽卡岩型的矿产最多，这是因为以碳酸钙为主要成分的石灰岩跟侵入体（特别是中性岩浆侵入）接触时，最容易发生化学交代作用，形成矿产。最常见的是铜、铅、锌等硫化矿床（如黄铜矿、闪锌矿、方铅矿）及刚玉等。硫化矿中多数还含有银矿及其他稀有元素矿产。作为矽卡岩型矿床的伴生副矿物，最常见的有石榴子石、透辉石、透闪石、绿帘石、阳起石、矽灰石等，亦可算是找寻此类矿产的标志矿物。大理石也是此种变质矿产类型的特色。至于区域变质岩系中的矿产，多存在于太古代及元古代的变质岩系之中，其中有规模巨大的铁矿以及石墨、磷、硼等矿产，部分地区尚有刚玉、石棉、矽线石、大理石等。这里，特别提一下铁矿。这是距今 20 多亿年前变质岩系中的最引人注目的矿产，凡美国、加拿大、苏联（即前苏联）、澳大利亚、印度、南非以及我国鞍山地区等蕴藏的数以亿吨计的铁矿床均属此类。据估计，此类铁矿床占全世界铁矿总储量的 80% 以

上，可见其重要性了。为什么有这么多的铁矿埋藏在这些古老的变质岩系地层中呢？原来，当时出现一种微生物——铁细菌，成为造铁的“功臣”，它是一种需要氧气，但不要很多氧气的菌类生物。据研究，距今 32 亿~34 亿年前的大气中尚缺乏氧气，仅由二氧化碳、甲烷、氢气等组成，具有高度的还原性。到了距今 32 亿~27 亿年前形成的地层中，我们发现了蓝绿藻，说明它们能够摄取还原性大气层里的二氧化碳，通过叶绿素进行光合作用，放出游离氧，使大气层中逐渐增加了氧气，于是产生了铁细菌。它能把溶解于水中的氢氧化亚铁氧化成不溶于水的三氧化二铁，沉积于水中。其过程可用化学反应式表示之：铁细菌分泌出不溶性铁质、硅质，在体外构成一层比自身大几倍甚至几十倍的“铁质皮鞘”，后者脱落以后，就沉积成铁矿。水中的可溶性铁质，来源于远古时代火成岩的风化产物，在湿热气候条件下，这些可溶性铁质往往呈胶体状态，从陆地带到浅海里，生活在那里的铁细菌也就在海洋里造铁了。

火 成 岩

火成岩也叫岩浆岩，顾名思义，它就是由岩浆凝固而成的岩石。它们是各种各样的结晶质或玻璃质岩石。有的火成岩在地下就凝固了，有的则是在喷出地表面后凝固的。火成岩是组成地壳的主要岩石，许多金属和非金属矿藏的生成也都与火成岩有关系，所以人们很重视对它的研究。需要说明的是，火成岩并不完全是岩浆形成的，如有一部分花岗岩，它们是在高温下，由其他岩石在固态下发生一些物理和化学变化而形成的。

绝大多数火成岩中只有 9 种元素，这 9 种元素又大多以氧化物（某一元素与氧元素发生化学反应后形成的新物质叫氧化物）的形式存在于岩石中，其中最多的是二氧化硅。

二氧化硅是最重要的形成岩石的材料，它与其他材料结合会形成橄榄石、辉石、云母、长石、闪石等多种造岩矿物。矿物是组成岩石的最小单位。在形成这

些矿物后二氧化硅仍有多余（即过饱和）时，就会出现石英；如果二氧化硅含量不足就可能出现橄榄石或似长石类矿物（如霞石）等；当二氧化硅与其他造岩组分的含量适中，则不出现上述两类矿物，而形成辉石、角闪石和长石等矿物。这些矿物我们也可以叫它们为矿石。各种岩石其实都是由这样一些矿物组合而成的。单纯的一种矿物不能称作岩石。地下深处好像一个大熔炉，岩浆中的不同成分在那里进行一系列的变化，当它们流动到一些地方，如侵入到岩石的空隙时，便会逐渐冷却下来。这时，那些矿物们就开始出现结晶，再加上其他各种原因，如温度、压力、成分等等，有的结晶会大些，有的会小些，有的是这样几种矿物结合在一起，有的是那样几种矿物结合在一起。知道了这一点，我们就基本明白了，地球上所以会有那多种不同的岩石，其实就是在于这些元素或造岩物质的不同组合而形成的。

长石、石英、云母、角闪石、辉石和橄榄石等都叫硅酸盐矿物，它们都是形成岩石的主要物质，被称为造岩矿物。火成岩就是由它们再加上一些少量的磁铁矿、钛铁矿、锆石、磷灰石和榍石等组成。这些造岩矿物的化学成分和颜色都各不相同，人们把它们分成两类：硅铝矿物和铁镁矿物。硅铝矿物颜色浅，铁镁矿物颜色深。颜色深的岩石，比重也较大，人们往往根据火成岩的颜色来推断岩石的化学成分和它们的性质。也就是说，颜色深的比颜色浅的岩石要重一些。

火成岩的种类很多，不同学者从不同角度和标准提出许多分类方案，有的根据岩石的产状、结构和构造，有的根据矿物成分，有的根据化学成分。通行的分类有 3 种：按产出和形成的条件分为深成岩（就是在地面以下很深的地方形成的岩石），如花岗岩、正长岩、闪长岩、辉长岩和橄榄岩等；浅成岩（就是在地面以下较浅的地方形成的岩石），如斑岩、辉绿岩、煌斑岩等；喷出岩（也叫火山岩，它是从火山喷出来的岩浆凝固而成的岩石），如黑曜岩、珍珠岩、玄武岩等。人们根据这些岩石的结晶程度、颗粒大小、晶体形态等，以及它们之间的相互关系等来区别它们。火成岩的结构和构造还能告诉我们火成岩的形成条件。例如，花岗岩是在地下深处由岩浆缓慢结晶形成的，那些晶体的颗粒就比较粗大。而同样的这种岩浆喷出地表冷凝后形成流纹岩时，其中的矿物成分虽基本上与花岗岩相似，但矿物颗粒的特点（如晶体大小、形态等）就与花岗岩不一样了。所以结构和构造，不仅可用来鉴定岩石，作为火成岩分类的标志，而且可借以探讨

岩石的形成条件。

火成岩岩体的形态、大小与围岩（火成岩周围包裹着的其他岩石）的关系以及形成时所处的深度和构造环境等叫火成岩的产状。认识产状可以了解火成岩岩体形成的地质条件，帮助人们判断火成岩的成因，还可以了解火成岩的成矿条件和成矿关系，指导找矿勘探工作。火成岩研究不能局限于一块岩石或一个露头，不能只注意它的矿物成分和结构、构造。

火成岩的产状多种多样。产状多样性的主要原因是岩浆的化学成分和温度、粘度等物理性质以及岩浆凝固深度等方面的差异。此外，地壳构造运动的性质、围岩的性质、地应力等对岩体的产状也有一定的影响。

地幔，特别是上地幔是地壳物质或火成岩的原始来源。在一定的温度和压力条件下，上地幔物质中会分熔出一些玄武岩浆进入地壳，而难熔的超基性岩部分留在上地幔。由于分熔的深度的不同，分熔出不同成分或种类的玄武岩，一般认为大洋拉斑玄武岩岩浆是在小于 15 公里的深处从地幔分熔而成的；高铝玄武岩岩浆是在 15~35 公里深度分熔而成的；碱性玄武岩岩浆是在大于 35 公里条件下分熔而成的。

火成岩与许多金属及非金属矿产有密切的成因联系，很多火成岩本身就是矿，如花岗岩、斜长岩、辉长岩和珍珠岩等就是很好的建筑材料，玄武岩和辉绿岩是制造铸石和岩棉的原料，纯橄榄岩是制造钙镁磷肥原料。此外，有金伯利岩中的金刚石矿床、橄榄岩和纯橄岩中的铬铁矿及铂矿、苏长岩中的铜镍硫化物矿床、辉长岩和斜长岩中的钒-钛-磁铁矿矿床以及碱性岩和碳酸岩中的轻稀土、铈、锆、钍等矿床；与中酸性岩有关的铁、铜矿床，与花岗岩类有关的钨、锡、铍、铌、钽、稀土、锂、铀、金、铅、锌和钼等矿床；与陆地火山作用有关的斑岩铜、钼、金、锡、钨、铝、锌等矿床，以及与海底火山有关的黄铁矿型铜矿和多金属矿床等。

火成岩（Igneous Rock）由岩浆（Magma）直接凝固而成。高温之岩浆在从液态冷却中结晶成多种矿物，矿物再紧密结合成火成岩。化学成分各异之岩浆，最後成为矿物成分各异之火成岩，种类繁多，细分之有数百种。如依其含矽量之高低做最简明之分类，火成岩有酸性（Acidic）、中性（Intermediate）、基性

(Basic)，及超基性 (Ultrabasic) 四大類。同時火成岩之晶体，因結晶時在地下之深度不一亦有粗細之別；將此分別代表深淺之粗細做為礦物成分以外之另一分類依據，火成岩可分成如次之種類：晶体粗大之酸性火成岩為花崗岩 (Granite)，細小至肉眼不能辨識者為[流紋岩](#) (Rhyolite)；晶体粗大之中性火成岩為[閃長岩](#) (Diorite) 細小者為[安山岩](#) (Andesite)；晶体粗大之基性火成岩為輝長 (Gabbro)，細小者為[玄武岩](#) (Basalt)；晶体粗大之超基性火成岩為[橄欖岩](#) (Peridotite)，此種火成岩无晶体細小者。晶体特大之火成岩統稱[偉晶岩](#) (Pegmatite)，但應指明其為偉晶花崗岩、偉晶閃長岩，或偉晶輝長岩。此外，不論其成分如何，岩漿在地面凝固時通常不暇結晶。此等不結晶火成岩均為[火山岩](#)，或成塊狀无結構之玻璃，酸性及中性者成[黑耀石](#) (Obsidian) 或[浮石](#) (Pumice)，基性者成玻璃質玄武岩 (Basaltic Glass)，或在噴發時破碎成火山角礫岩 (Volcanic Breccia) 或凝灰岩 (Tuff)。火成岩以岩基或岩脈形体侵入較古岩層，倘再穿至地面，則成火山。火成岩不僅為一切其他岩石之原料及多種礦產之母體，且為全球水分之來源。不論在深處或淺處，火成岩通常僅在地殼正有劇烈活動之時之地出現，並非一時處處或一處時時有為火成岩前身之岩漿活躍。

火成岩主要礦物的定義：

在這裡我們假設您已經對於礦物的條痕、光澤、斷口等物理性質有所了解，然後我們將來介紹構成火成岩的主要造岩礦物。如果您並不瞭解上述的礦物物理性質，請參閱[這裡\(礦物的物理性質\)](#)。

矽酸鹽類礦物：

石英： 屬六方晶系，由二氧化矽組成，地殼中的含量約為 12%，僅次於長石族礦物。硬度 7，比重 2.65，斷口貝殼狀，白色至無色透明，為酸性火成岩和砂岩中之主要礦物，不易風化。

長石： 長石族礦物是地殼中分布最廣的礦物，肉色或白色，比重 2.55—2.76，斷口不平坦，硬度 6—6.5，有很好的解理，是酸性火成岩和片麻岩中之主要礦物，風化後易成為黏土礦物。

雲母： 是組成花崗岩、偉晶岩的礦物之一，多長成板狀六邊形的晶體，很容易剝成薄片狀。常見的雲母有白雲母和黑雲母，白雲母是灰色或無色，不會導電，是很好的絕緣體。

輝石： 黑色，條痕為白帶綠色，硬度 5-6，晶體呈短柱狀，常見於安山岩和基性火成岩之中。

角閃石： 黑色，條痕為白色，硬度 5—6，晶體呈細長柱狀，常見於安山岩之中。

橄欖石： 橄欖綠色、褐色或黑色，條痕為白色，硬度 6.7—7，產於基性或超基性火成岩之中。

碳酸鹽類礦物：

方解石： 易長成六方晶體，或是粒狀、鐘乳狀、放射狀，白色或透明無色，條痕為白色，硬度 3，有三組良好解理，為石灰岩和大理岩之主要成份。

火成岩的形成

一、岩漿和岩漿作用的基本概念

在地殼表面出露的岩石中，除了沉積岩占據最大的面積以外，火成岩要數得上第二位了。因此，在地質旅行中仍有較多的機會跟火成岩打交道，對它們的容貌、內在特徵，以及與人類生活的關係諸方面，不能不做一些基本了解，特別是許多重要的金屬礦產資源還是火成岩的“親家”呢！

什麼是火成岩？可以用一句最簡單而明確的話語概括——火成岩是地下的岩漿或火山噴溢的熔岩冷凝結晶而成的岩石。那麼，什麼是岩漿呢？地質學家研究大量資料以後認為：岩漿是自然形成於地球深處一種熾熱的、黏度較大的硅酸鹽質的熔融體。只有極少數情況，出現過碳酸鹽質的熔融體。例如本世紀 60 年代初，曾在坦桑尼亞奧多依尼倫蓋火山口發現了噴出的具有碳酸鹽成分的岩漿；在智利，還見到過噴溢出鐵流的火山。當地殼一旦有所變動，產生一些破裂時，這些位於地殼深處的岩漿熔融體就沿着裂縫上升，在地殼的某個地段冷凝並結晶為岩石，如在深部成岩，稱為深成岩；如在地殼的淺部成岩，則稱為淺成岩。深

成岩和浅成岩合称为侵入岩。如果岩浆继续沿着裂隙上升，顺火山通道而喷溢到地面，冷凝而成为岩石，则称为喷出岩。而实际上，岩浆在地下深处有自行物质分异作用，也就是说，一般情况下，重的、难熔的组分留在深部；而轻的、易熔的组分则迁移到地球的外层来。前者是侵入岩，后者就是喷出岩。我们把岩浆的分异、运移、喷溢、冷凝等全过程概括起来，可将其称为岩浆活动或岩浆作用。一部分岩浆活动只将岩浆侵入到地壳中而未暴露出来（现在看到的是经过后来的风化剥蚀作用而暴露出来的）的，叫做岩浆的侵入作用；而另一部分的岩浆活动喷出于地表，则称火山作用，或喷出作用。岩浆的侵入作用在地下进行，人们无法直接观察；而火山作用，是人们能直接看到的地质现象。对于火山喷发，许多史书上也都有详细的记载，例如意大利的维苏威火山，于公元 79 年爆发，使庞贝和赫古拉农姆两座城镇被埋没于火山灰之下。美国圣海伦斯火山，休眠了 123 年以后，于 1980 年 3 月 27 日连续大爆发，喷出的火山灰达 40 多亿吨。

我国黑龙江的五大连池火山群，于 1719、1720 年喷发，熔岩流溢地面。由火山喷发物堆成现今的高达 516 米的老黑山和高达 393 米的火烧山，同时形成五个堰塞湖。当我们了解岩浆和岩浆作用的基本概念以后，应该进一步认识由这种作用而产生的火成岩了。关于火成岩的具体名称，迄今已达 1000 余种，而实际上，叫出 1000 余种的名称是很困难的，也没有这个必要。通常在野外地质旅行时，只能把这千余种的名词归纳为几大类，然后掌握若干类就可以了。怎样归纳呢？其基本条件，无非是考虑岩石中所含的矿物成分、化学成分、构造和构造、产出的形式等几个方面。其中最关键的指标是岩石中二氧化硅的含量、长石的性质及其含量。可分为五大类：

①超基性岩。二氧化硅的含量小于 45%，几乎全由铁镁矿物组成，硅铝矿物含量极少。如橄榄岩。 ②基性岩。二氧化硅的含量为 45%~52%，主要由铁镁矿物和基性斜长石组成。如玄武岩。 ③中性岩。二氧化硅的含量为 52%~65%，主要由中性斜长石或碱性长石与铁镁矿物组成。如闪长岩、安山岩、粗面岩。 ④酸性岩。二氧化硅的含量大于 65%，由石英、长石和铁镁矿物组成。如花岗岩、流纹岩。 ⑤碱性岩。含碱金属很高（ K_2O ， Na_2O ）和一定数量的副长石和碱性深色矿物。如霓霞岩、霞石正长岩。

二、火成岩的结构与构造

火成岩的名称，固然与其所含的矿物成分、化学成分有密切的关系，但了解这些物质组分的形态面貌也十分重要，后者用专门术语来说就是岩石的结构和构造。火成岩命名时的另一基本原则，就要考虑它的结构和构造。这是因为同样的矿物成分、化学成分的岩浆，当其沿裂隙上升到某一部位时，冷凝后表现出来的结构和构造也是不同的，这样，岩石的名称也就自然有差别了。例如在酸性岩类中，正长石、斜长石、石英等基本矿物形成晶体时，呈粒状结构，就称为花岗岩；而当其喷溢出地面，虽然其物质组分相同，但颗粒结构不清楚，有时还出现流动的带状构造，这样，就不能称做花岗岩，而叫流纹岩了。由此可见，火成岩的野外定名，不可不注意其结构和构造。什么是岩石的结构？简单地说，是指岩石物质组分的结晶程度、颗粒大小、形态特征以及它们之间的相互关系等。什么是火成岩的构造？是指组成岩石的各部分（集合体）在形成岩石时，在排列充填其空间方式上所构成的岩石特点；或者也可以说，是集合体的排列、配置与充填方式的关系。具体地怎样认识火成岩的结构与构造呢，现分别予以阐述，先谈结构，主要应从以下几方面去认识：

①岩石的结晶程度。我们把岩石中的矿物形成晶体的，称为结晶物质，简称晶质；把另一种未能形成晶体的物质，称为玻璃质，简称非晶质。所谓岩石的结晶程度，即指晶质与非晶质之间的比例关系。此种比例关系，大体分为三大类：全晶质结构——岩石中的矿物，全部都形成晶体，例如花岗石。玻璃质结构——岩石中的矿物全部都是非晶质的，跟玻璃十分相似，主要见于某些火山喷出岩，如黑耀岩。半晶质结构——岩石中既有矿物晶体，又有玻璃物质，火山喷出岩类颇为常见，如流纹岩、安山岩、玄武岩等。

②矿物颗粒的形状。这是由于矿物的习性和结晶空间约束的变化，使晶体形成不同形态的颗粒。这些颗粒的形状有：粒状（如石英），柱状（如角闪石及辉石），板状（如长石），片状（如云母和绿泥石），针状（如金红石），纤维状（如蛇纹石）。放射状，这是纤维状和针柱状的矿物作放射状排列而成（如电气石和磷灰石）。

③矿物颗粒的大小。指肉眼能分辨得出来的显晶质颗粒的体积而言，按其直径分为：粗粒 >5 毫米 中粒 $5 \sim 1$ 毫米 细粒 $1 \sim 0.1$ 毫米 微粒 <0.1 毫米 如果矿物晶体的颗粒更细小，肉眼难以分辨，需要放在显微镜下才能看得清楚的，

则称为隐晶质。如果比隐晶质更小，一般显微镜底下也难以辨认的，即见不到晶体形状的，则称为非晶质。在野外观察矿物结晶颗粒的大小，隐晶质和非晶质均无实际意义，只有显晶质才有用处。这样，为方便我们描述火成岩特征起见，把显晶质矿物的大小归纳为三种情况，即三种颗粒结构类型：等粒结构——同种矿物颗粒的大小大致相等，多见于侵入岩类。不等粒结构——同种矿物颗粒的大小不等，多见于侵入体的边缘及浅成侵入岩类。斑状或似斑状结构——岩石中的矿物颗粒很清楚地分为两大群类，大晶体明显可见，小晶体十分微小，但细心观察也能见到（岩石学称之为基质），因此，晶粒在基质的衬托之下，呈现出斑状结构，多见于浅成侵入体或喷出岩类中。

④矿物彼此之间的相互关系。这是一种比较特殊的结构，如在某些火成岩中，它表现为矿物晶体彼此之间的镶嵌关系，于是这种结构反映出由交错穿插而形成的各种花纹图像：或作条纹、或作蠕虫状、或作环带状、或作卷曲状，百态千姿，十分绚丽。

现在，让我们来认识火成岩的构造，比较常见的构造类型有以下几种。①块状构造。这是由于岩石中的矿物组分均匀分布所造成的一种构造，十分普通，侵入岩与喷出岩类中均有所见。②斑状构造。这是一种非均一的构造，由于岩石中的矿物组分在结构上或成分上均有差异而形成，特别在颜色和颗粒大小方面极不一致，于是呈现出斑驳陆离的面貌。③带状构造。形成此种构造的原因与斑状构造相同，故本质上应归于斑状构造，只是其斑驳的色调具有定向性的条带而已。④球状构造。这是一些矿物围绕着某些中心，呈同心状分布而形成一种球体状的构造，最多的见于一些花岗岩类岩石中。⑤气孔和杏仁状构造。此种构造常见于火山喷出岩中，当岩浆沿地壳裂隙喷溢于地表，在流动冷凝过程中，所含的挥发物质向外逸散，留下空洞，有圆形、椭圆形及其他不规则的形状，这样，此类喷出岩就具有气孔状构造了。假如气孔特多，占总体积的90%以上者，岩石很轻，能在水面浮动，称为浮岩。有人放置于金鱼缸内，充作观赏之用；如浮岩产量较多，可开采作高层建筑的石材之用。当气孔构造被后来的其他矿物（如沸石、方解石）充填，在暗色岩体上显示出白色或其他浅色的斑体，形似杏仁，故称杏仁状构造，玄武岩类、安山岩类岩石中常有所见。⑥晶洞构造。侵入于地壳上部的岩浆，停留在某处冷凝过程中，岩体的内部有时会留下空隙，在此空洞周围的洞

壁上发育了密集的某些矿物（最多的是石英）的晶体，形态多姿，精美绚丽，称为晶洞构造。⑦枕状构造。基性熔岩有时在水下的火山通道喷溢出来，骤然遇到低温，加速冷凝，在熔岩体的表层先呈半固结状，而其内部仍高温流动，在流动受阻的情况下出现了扁球状、扁椭球状的枕状构造。如四川峨眉山二叠纪时曾发生海底火山喷发，玄武岩层形成许多枕状构造，若万千睡枕，成堆垒叠，蔚为奇观。⑧流纹状构造。多见于火山喷出岩。当岩浆流溢于地表，由于其中的矿物具有色调的差异性，在流动过程中，造成条带状构造，有如行云流水，或如飘带飞舞，形成逗人喜爱的花纹，最典型的莫如流纹岩中所见者。如杭州西湖宝椒山所见。⑨柱状节理。当火成岩形成时，由于热量的散逸，熔融体逐渐冷凝收缩，岩石就按一定的方向发生自然破裂，就形成节理，把整体的岩石分割成无数多边形的柱体，如玄武岩常以垂直的六边形或多边形的柱状节理发育为特征；也有成圆弧状的节理，如辉绿岩常具球形节理，沿节理面风化剥落以后，使辉绿岩在野外露头上呈现为一个个好似排列起来的石球。还有如花岗岩常呈三个方向的节理发育，当其风化以后，形成“万笏朝天”奇观，如苏州天平山所见。火山岩地区由于柱状节理特别发育，满山柱体林立，构成奇特的景色，往往能招徕大批游客前来寻奇探胜，成为著名的游览胜地。如苏格兰的“神仙台阶”、浙江临海桃渚镇海滨（当地称珊瑚石）、江苏六合桂子山的“火山石柱林”，都十分壮观。

三、火成岩的产状

上面所谈的火成岩的结构与构造，基本上是用肉眼在一块手标本上，或者在一米见方的野外露头上就能观察到的岩石特征，可以说是一项“微观”考察吧！现在要谈的，是在比较大的范围内考察，也可说是一项“宏观”项目吧！这就是火成岩的产状。所谓火成岩的产状，是指火成岩体在地壳中产出（存在）的状态，具体地说，就是野外所看到的整个岩体的模样。当然，这也是在火成岩发育地区旅行时所必须了解的内容。火成岩体产状的具体内容，包括岩体的大小、形状及其与围岩之间的关系，这是由构造环境的特点所决定的。所以当我们对火成岩体的产状有所了解以后，对火成岩的成因、形成的条件等方面也就有所认识了。

先谈火山岩的产状，它的特点与火山的喷发方式有密切的关系。

如果是中心式的喷发，则形成许多锥形的火山岩堆积，组成古火山群，例如山西大同所见到的第四纪火山群就属于此种类型（图 5.7）。如果是沿着地壳的

断裂带分布的火山岩，或者说是由裂隙式的火山喷发而形成的，则出现线状分布的火山群，如南京地区所见到的第三纪火山群。

各地火山岩组成的物质也有所不同，有的以熔岩为主，有的则以火山碎屑为主。如以现代的活火山为例，勘察加汝帕华火山和夏威夷的基拉韦亚火山以熔岩为主，喷溢之时，犹如河流奔泻，或如飞瀑高悬（图 5.8）。以火山碎屑物为主者系爆炸式火山喷发而来，火山灰数量极大。有的则两者兼备，此种类型倒是比较普遍的。

至于侵入岩的产状，情况远比火山喷出岩复杂，因而形式也较多样，就野外所见者，基本上有以下各类。

①岩基。这是一种规模巨大的岩体，其面积可达 60 平方千米以上，其周围还有若干小岩体。当我们在这样的岩基所在地作地质旅行时，往往整天，甚至几天穿越其剖面尚未能抵达边界。岩基多由花岗岩组成，其地形外貌，或作高山峻岭，或作丘陵缓岗，逶迤起伏，连绵不绝。如我国南岭地区不少中生代的花岗岩即构成岩基，在普通小比例尺的地质图上看到的一小块标注红色的符号者，多为岩基所在地。

②岩株。这是一类规模中等的岩体，其面积在 60 平方千米以内，周围没有什么零散的小岩体，与其他围岩的接触边界，相当陡直。

③岩墙或岩脉。这是一类小型的侵入体，其长度自几米至几千米，宽度自几厘米至几百米。在野外视野范围内基本上看得清楚。它的存在形式有几种，或为围岩（沉积岩、火成岩或变质岩均有）发生断裂，岩浆顺裂隙侵入而成；或由另一岩体的支脉侵入而成。有的是孤单的一条岩墙，有的是多条的交错岩墙组合而成。如果遇到岩墙本身的岩石比其围岩坚硬，则在风化露头上往往构成一道延伸挺直、俨如城墙屹立、气势非凡的景色；如果岩墙本身的岩石较之围岩软弱，则往往侵蚀为一条沟壑；若岩墙与围岩的风化程度相似，无分高低时，地形特点不显，则凭其岩石性质相异而辨识之。岩墙是很普通的侵入体，一般地质旅行途中颇易见到。

④岩床。这是一种沿着地层层面入侵的侵入体，往往夹在上下两个沉积岩（或火山岩、变质岩）层之间，具有一定厚度，延伸较为稳定，一般多由基性岩组成。岩床的规模不大，一般在数十至数百米的露头上就能见到，但也有数千米者。

⑤岩盖。其基本形态与岩床相同，只是其中心部位厚度较周围为大。

⑥岩盆。其基本形态亦与岩床相同，只是其中心部位下凹，呈盆的形状。我们在地质旅行时，为什么要注意侵入岩的岩体形态呢？这是因为许多矿床同这些岩体在时间上、空间上以及成因类型方面都有密切的联系。比如说，有的矿床分布在岩体内部，有的则分布在岩体与围岩相邻的接触带上，有的却分布到远离岩体的围岩中去了。究其原因，这种种分布规律，与岩体的产状、成分、内部构造、围岩性质以及与围岩之间的接触关系均有一定联系。通过华南地区各种花岗岩体的研究表明，钨、锡、钼、铍等矿床往往与各岩体的较晚期形成的小岩株有关。吉林某地的铜镍硫化矿床与基性至超基性岩盆有关，而且矿体位于盆底部位。由此可见，研究岩体的特点有助于指导矿产的找寻。

四、学会野外鉴定火成岩

学会用肉眼或借助于放大镜来鉴定火成岩，是野外地质旅行的基本功之一。特别在填绘地质图、测制剖面图、研究侵入体及其相互穿插关系，观察侵入体与其围岩的关系，以及各种火成岩与成矿的关系等方面，均具有重要意义。学会野外鉴定火成岩，大体上应从以下几项步骤入手。

首先观察岩石的颜色、含石英的分量、含铁镁矿物的分量这三项指标，估计遇到的火成岩应归属于哪一个大类。比如淡红色、浅灰色，含石英晶体的颗粒较多，而含铁镁矿物的分量较少的，大体上是属于酸性火成岩。如果岩石呈灰色、灰绿色，铁镁矿物的含量相当明显，而石英晶体的颗粒大为减少，或偶尔可见者，大体应属于中性火成岩。如果岩石的颜色黝黑，并略带橄榄绿，完全看不到石英颗粒，铁镁矿物几乎成为岩石的全部组分，则应属于基性岩类。基本上分辨出酸性、中性和基性三大类岩石以后，接着就应该鉴定其具体的名称了。这时候，认识岩石中所含的矿物名称是鉴定的关键，因此，熟悉一下最基本的几种造岩矿物很有必要。

石英：晶体多为六方柱体及菱面体的聚形，晶面有横纹。颜色多种多样，纯净者无色透明，称之为水晶。常见者有白色、灰色乃至暗灰色。如含锰质，呈紫色；含有机质，呈烟黄色、烟褐色、墨色。玻璃光泽。断口不平，有如贝壳状。硬度 7，超过铁器，故刀口针尖均难以刻画。正长石：晶体短柱状，常呈粒状或块状。表面可见解理裂缝。颜色多呈肉红色、浅黄色。玻璃光泽。硬度 6，

与铁器相近。

斜长石：板状、板柱状晶体，多为白色、浅灰色，有时为浅绿色、浅红色。常为不规则的粒状。玻璃光泽。硬度 6 ~6.5.黑云母：晶体常呈板状、柱状。片状解理发育，极易剥落成薄片，故可用小刀、指甲拨开。具玻璃- 珍珠光泽。硬度低，2~3. 薄片富有弹性。颜色呈黑、褐色。易风化，成为绿泥石。

白云母：晶体形状与黑云母相同。片状解理亦发育，极易剥成薄片。玻璃- 珍珠光泽。硬度 2 ~3 ， 颜色白、浅黄，浅灰、浅绿。不易风化。

普通角闪石：晶体常呈柱状，横断面为假六边形，颜色为黑色。绿色、褐色。玻璃光泽。有时可见金属光泽。其解理裂缝的交角为 60°。硬度 5.5 ~6.普通辉石：晶体呈短柱状。其横剖面为假八面形。颜色多为黑色、墨绿色及褐黑色。玻璃光泽。硬度 5 ~6.解理裂缝的交角呈 90°。

橄榄石：它的颜色比较特殊，通常呈橄榄绿、黄绿色，有些则呈黑色。有较强的玻璃光泽。断口呈贝壳状。硬度 6 ~7 ， 因其极易风化，表面常见浅红色的锈斑。它常见于基性及超基性岩类中，成为判断此类岩石的标志性矿物。

石榴石：晶形发育良好，有时也呈颗粒状。能见到菱形的晶面。玻璃光泽较强。颜色为红褐色、褐绿色、褐色。硬度为 6.5 ~7.5.比重较大。因其形态如石榴子，故名。

掌握了识别上述最基本的造岩矿物以后，再结合酸性、中性和基性三大类岩石的特征，就可以进一步具体地鉴定各种火成岩的名称了。

从岩石的颜色看，花岗岩跟正长岩几乎没有什么差别，都呈肉红色或灰白色。而两者的最主要区别在于有无石英——正长岩不含石英，而花岗岩中的石英含量可达 20%以上。

相当于花岗岩的喷出岩就是流纹岩，多具斑状结构，其斑晶即由石英和长石构成。另外，还具有流纹状构造，少数也具有气孔状构造，这些气孔多呈拉长的顺流纹层延伸的方向。

相当于正长岩的喷出岩称为粗面岩，亦具斑状结构，其斑晶由长石、黑云母或角闪石之类构成。

花岗岩跟花岗闪长岩也很相似，但花岗闪长岩中的石英含量较花岗岩为少，一般在 20%~15%左右；而其中的暗色矿物则显著增加，达 10%~15%。另外，

花岗闪长岩中多含斜长石，而花岗岩中则含大量的钾长石。

典型的闪长岩，色调较深，因所含的暗色矿物较多，一般不少于 15%~20%，其中以普通角闪石和黑云母的含量为最多。闪长岩中一般是见不到石英的，有时可见极少量散落的石英晶粒，后者称之为石英闪长岩。

相当于闪长岩的喷出岩称为安山岩，一般呈红褐色、浅红色或灰绿色。属细粒岩类，具斑状结构，其斑晶多由辉石、角闪石、黑云母等构成，斜长石有时也作板状晶体存在。安山岩具块状或气孔状构造。如气孔被次生的碳酸盐、硅质矿物充填时，则形成杏仁状构造。

辉长岩，多呈黑色，灰色或微带红的深灰色。一般为中粗粒结构。灰白色的斜长石和黑色或古铜色的粒状辉石均匀地间杂分布，有时尚有黄绿色的橄榄石和深黑色的磁铁矿颗粒散布其间。辉长岩是基性侵入体中常见的岩类。

相当于辉长岩的喷出岩称玄武岩，一般是黑色或灰黑色的细粒致密的岩石，风化后常呈暗红色、黑褐色、暗绿色。气孔构造是玄武岩的重要特征，气孔的形状常随熔岩流动的状态而变化。当气孔很多时，组成多孔或熔渣状构造。如气孔被次生的矿物充填，则形成杏仁状构造。玄武岩也常见斑晶，后者多由斜长石、橄榄石、辉石等组成。橄榄石风化以后变为褐红色的伊丁石，故在黑色的底色上显示出棕色的斑点。

超基性的侵入岩就是橄榄岩，一般多呈黑色、暗绿色或黄绿色。主要由橄榄石、金属矿物组成，也夹少量的辉石、角闪石、黑云母等。通常为细粒、粗粒或致密块状结构。

以上所述的几种岩石，都是最常见的，在野外凭肉眼就能识别。至于各主要岩类之间的过渡型岩石，则视情况而定，更正确的名称，有待于室内磨制成薄片以后放在显微镜下鉴定。另外不大常见的岩石，此处也毋庸赘述。

五、注意火成岩与矿产的关系

研究火成岩的主要目的是为了找寻矿产，也就是说，运用“以大见小”的原则，从广泛出露的火成岩中得到某种启示去发现那些为数不多、不易暴露的矿产。所以，当地质旅行遇到火成岩时，应缜密注意矿产出现的可能性。好在不同的矿产往往与一定的岩性有密切关系，所以在认识大类岩石的基础上就可以有意识地注意某些矿种了。兹简单地归纳如下，作为地质旅行时的参考。

(1) 超基性岩石中的矿产。主要有磁铁矿、铬铁矿、钛铁矿、磁黄铁矿、镍黄铁矿、自然铂、金矿等。它们常以不规则的形态充填于早先结晶的橄榄石之间，或包裹在橄榄石、辉石中。当这些矿产形成层状分布时，就有经济价值了。如河南桐柏的铬铁矿成层状发育，宁夏小松山的铬铁矿呈豆状发育。其他如镍钴矿多产于和辉长岩相伴生的富镁超基性岩中。铂矿主要产于纯橄榄岩中。金刚石产于金伯利岩中，往往在大断裂带上出现。如山东蒙阴，即位于郯庐大断裂带上，产钻石。超基性岩变质以后，常可形成石棉、滑石、蛇纹石、菱镁矿等非金属矿产。

(2) 基性岩石中的矿产。最多的是铜镍硫化矿床，钒钛磁铁矿床，产于岩盆的底部，也有的呈脉状、透镜状分布。某些铜矿则与玄武岩有关，如台湾金瓜石的自然铜矿床即产于玄武岩的气孔中。钴钼矿、玛瑙也有产于玄武岩中。基性岩本身还是良好的铸石原料。例如玄武岩的铸石产品具有耐酸、抗磨、抗压、绝缘性能。辉长岩可用作精美的建筑石材，俗称深色花岗岩。

(3) 与中性岩类有关的矿产。最主要的是铜铁矽卡岩型矿床，这是一种当闪长岩跟碳酸盐岩石相接触的时候，在岩石发生接触变质（交代作用）的地方出现的金属矿产。例如湖北大冶的铁矿、铜绿山的铜矿，安徽铜官山的铜矿，河北武安的铁矿，山东莱芜的铁矿等均属此类型。闪长岩的抗风化力强，其抗压强度为 2400 千克 / 厘米²，所以又是优质的建筑材料，俗称灰色花岗岩。与安山岩有关的矿床有金银矿。黄铁矿型铜矿、黄铁矿等。安山岩也是耐酸的建筑材料。与正长岩有关的矿产不多，已报道的有矽卡岩型磁铁矿、放射性矿产、陶瓷原料等。与粗面岩有关的矿产亦不多，只有铜、铅、锌等。

(4) 与酸性岩类有关的矿产。与花岗岩有关的矿种相当多，如铁、铜、铅、锌、金、银、钨、钼、汞、铋以及稀土、放射性元素等形成的矿产。这些矿产或伴生于花岗岩中，或在岩体边缘上形成矽卡岩型的矿床，或在伟晶岩中，或为热液矿床。花岗岩本身也是优质的建筑石材，市场上十分畅销。与酸性喷出岩有关的矿产也颇多，如铁、铜、铅、锌、汞、铀、明矾石、叶蜡石（雕刻图章的青田石之类即属此）等。流纹岩也是一种优质建材，而松脂岩和珍珠岩经过加工以后，更是一种良好的轻质建筑材料。

(5) 与碱性岩类有关的矿产。主要是稀有元素与放射性元素形成的矿产。

有时有磷灰石矿。如果富霞石，则可作为提取铝和制玻璃的原料。与响岩有关的矿产也较少，据已报道的材料，有铜、金矿等。

六、脉岩和火山碎屑岩

上面我们叙述了火山熔岩和侵入岩的一些基本常识，而在火成岩地区旅行时，还应注意脉岩和火山碎屑岩。所谓脉岩，实质上也是岩浆岩的一种，常以脉状或岩墙状充填于岩体或其围岩的裂隙中，由于这类岩石多呈脉状出现，故专称之为脉岩。它们在物质成分上和空间分布上均与深成岩有一定的联系，按其性质，可分为三大类型。

①煌斑岩类。为暗色富含云母的脉岩。其矿物成分中以暗色矿物（黑云母、角闪石、辉石等）为主，并作斑晶出现，成为斑状结构。它们的产状除岩墙形式外，也有岩床，有时则成为火山锥或火山颈的充填物。

②细晶岩类。浅色的脉岩。主要由浅色矿物（长石、石英）组成，暗色矿物极少或缺失，外貌颇似砂糖。最常见的细晶岩，从成分上看，属花岗岩类。

③伟晶岩类。这是一类巨粒结构的脉状岩石。其晶体较大，常在几厘米以上，最大的晶体，直径可达一米以上，重数吨，如新疆阿尔泰地区某伟晶岩脉内所获的绿柱石晶体，就有如此巨大。伟晶岩的经济价值是所有脉岩中最重要的，因为其中常见有用的矿产，如白云母、水晶（石英晶体）、黄玉、钾长石以及含有锂、铯、钽、铌、铈、锆等稀有元素所构成的矿物。

火山碎屑岩是火山喷发时产生的碎屑物质沉降堆积以后，再经固结或熔结（熔岩流参与胶结作用）而形成的岩石。火山碎屑，大小不一，大者犹如石块砂粒，小者犹如尘埃粉末，故在其堆积过程中，具有分选特点——近火山口附近者以大块为主，远火山口者以细尘为主。如碎屑物质降落于水流或水域中，则其沉积特征具有沉积岩性质，随地而异。

为识别火山碎屑物质大小与岩石命名的关系，即以火山碎屑岩的结构为基础，列表如下：表 1 火山碎屑物质大小与岩石命名的关系

粗火山碎屑	细火山碎屑	火山灰	火山尘	粗	细	粗	细	粗	细	粉
石块	角砾									
毫米 >128	毫米 128 ~32	毫米 32~8	毫米 8~2	毫米 2	毫米 ~0.25	毫米 0.25~0.0625	毫米 0.0625~0.0039	毫米 <0.0039		

根据表 1 内所列的颗粒大小（粒级标准）及其含量的多少，将火山碎屑物

质的结构分为以下几种基本类型：集块结构：50%以上由大于 32 毫米以上的粗碎屑组成。角砾结构：50%以上由介于 32~2 毫米的角砾组成，即由细火山角砾组成。凝灰结构：50%以上由小于 2 毫米的火山灰组成，且以 2 ~0.0039 毫米级的火山灰为主。火山尘结构：由小于 0.0039 毫米的细小火山尘组成，岩石致密，外貌颇似泥质岩石。熟悉了有关火山碎屑岩的颗粒、结构以后，就可以了解火山碎屑岩的具体名称了，通常最易碰到的有以下几种：

①火山碎屑熔岩。这是一类具有火山碎屑岩与熔岩过渡性质的岩石，也就是说，其岩石性质基本上属熔岩，但其中混有相当分量的火山碎屑物质。多见于火山颈、破火山口、火山构造洼地、巨大的火山碎屑岩中。

②集块岩。主要由粒径大于 32 毫米的粗火山碎屑物质组成的岩石，其物质成分主要由熔岩的碎块和其他少量的碎块混杂在一起。有玄武岩质的，安山岩质的，也有酸性的火山岩、碱性的火山岩，颜色也有黑色的、紫红色的。故可在具体命名时用玄武质集块岩、安山质集块岩称之。

③火山角砾岩。由大于 2 毫米的火山角砾组成，其成分比较复杂，有熔岩碎屑、晶体碎屑、非晶体的玻璃碎屑。大小无定，分选很差，常带棱角，无层理现象。一般分布在火山口附近，与火山集块岩伴生，以紫红色者最为常见。

④凝灰岩。50%以上的颗粒由小于 2 毫米的火山碎屑物质组成。颜色很多，有灰白色、白色、红色、淡绿色、紫色、黑色等。外貌疏松多孔，层理较清楚。

⑤沉积火山碎屑岩类。这是火山碎屑物质降落到水域中沉积凝结而成的岩石，常以沉凝岩称之。此类岩石成分大体上与凝灰岩相近，层理颇为清楚，经常可在其中找到动、植物化石，因此，作为判断火成岩区地层年代，划分地层层序时，沉凝岩是十分重要的目的层。如浙江东部中生代火山岩区内所见到的大部分岩层就属此类。近年研究表明，火山碎屑岩与矿产的关系极为密切，有铜、铁、铅、锌、黄铁矿、铀、硼、沸石等，如长江中下游及东南沿海地带许多火山岩区中所产的金属矿产，大多与此类岩石有关。

七、火成岩的野外工作要点

以上所谈的，属于火成岩的基本常识，当我们在地质旅行时，特别作观察记录的时候，又应该注意哪些问题呢？

对于侵入岩（岩浆岩）来说，基本上要包括以下几方面内容：①凭肉眼（借

助于放大镜)鉴定岩石的名称。②进一步描述岩石的性质,如颜色、矿物成分、结构、构造等。③侵入岩产状的初步确定。④考察侵入体与围岩的关系,初步确定侵入体形成的地质时代。如果有两个以上的侵入体或脉岩存在,大致查明它们的先后关系。⑤侵入体与成矿的关系,包括砂矿。⑥侵入体的地貌特征,风化侵蚀后所造成的景观。与水文地质(如裂隙性泉水的出露)及工程地质的关系。⑦侵入体的构造地质特点,脉岩的产状。⑧侵入体所在范围内的生物特点,特别是植被面貌。

遇到火山喷出岩时,应注意以下几方面内容:①凭肉眼鉴定岩石的名称。②描述岩石性质,如颜色、矿物成分,结构,构造等。③确定此类岩石的产状,测量其产状要素。④注意火山岩与相邻沉积岩的关系,初步确定其喷发时的地质年代。如遇沉积凝灰岩,注意采集其中所含的动、植物化石,借此鉴定火山岩系的地质时代。如浙江东部出露广泛的火山岩系中,经常可以发现晚侏罗世至早白垩世的鱼类、软体动物、植物等化石。⑤如果发现火山岩系内有一套或几套沉积岩层出现(往往作为火山岩系内的夹层),则可确定火山喷发的次数或期数,划分出火山喷发期与间断期。⑥如果发现火山岩与侵入体共存,则应搞清楚它们之间的先后关系。⑦火山岩系中的矿产。除金属矿产外,有时甚至出现喷发间断时形成的煤系地层或夹于其中的煤层。⑧火山岩系中的构造地质特点。⑨火山岩系的水文地质与工程地质的特点。⑩根据火山岩的名称、结构、构造、产状等特点,恢复古火山的位置,再造古火山的轮廓。